

L'EVOLUZIONE TETTONICA DEL CONTINENTE ANTARTICO

Nicola Mauro Pagliuca

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma

Prefazione

Questo lavoro è stato effettuato nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) che, iniziate nel 1988, sono state finalizzate principalmente allo studio del Mare di Ross e subordinatamente dei bacini che si trovano nell'area ad occidente della Penisola Antartica e a Sud dell'Arco di Scozia. Lo scopo fondamentale di questo studio è quello di fornire un contributo all'elaborazione di un resoconto coerente e comprensivo della geologia e della geofisica dell'Antartide e delle condizioni che hanno determinato la formazione e lo sviluppo della calotta glaciale.

Ci sono, come è logico che sia, volumi di simposi ed un gran numero di pubblicazioni nelle riviste scientifiche, ma non risultano di facile accesso e/o di facile uso per gli studiosi dell'Antartide non geologi. L'Antartide, però, è troppo grande perché la sua geologia possa essere trattata in modo autorevole in un singolo lavoro, ed è impossibile rendere giustizia a tutti gli studi che sono stati effettuati. Quindi si è puntato a mettere in luce, almeno parzialmente, i molti interrogativi a cui si sta cercando di dare una risposta: la storia del rift Laurentia-Gondwana e le correlazioni intercontinentali del Paleozoico inferiore; il magmatismo ed il break-up continentale; l'evoluzione geodinamica dei rifts continentali; l'evoluzione della glaciazione Cenozoica. Inoltre, durante l'ultima decade, alcune delle ipotesi evolutive relative al continente Antartico, in passato largamente accettate, sono state rivisitate o abbandonate a favore di altre. Così, in questo studio sono state ripercorse anche le tappe principali che hanno portato all'attuale visione evolutiva del continente Antartico, evidenziando le relative diatribe tuttora in corso, cercando di riassumere assai brevemente la geologia regionale, soprattutto per quelle aree che potrebbero consentire l'identificazione di modelli evolutivi in settori chiave del continente, come ad esempio i margini antartici: il margine Pacifico a Nordest della Penisola Antartica ed il suo margine coniugato del Cile meridionale (area del Passaggio di Drake), il margine Pacifico Sudoccidentale della Penisola Antartica (Mare di Bellingshausen), il bacino di Weddell, il bacino di Prydz Bay ed il Kerguelen Plateau, il margine della Terra di Wilkes.

Molte altre questioni, tuttora aperte e di indubbio interesse scientifico, sono state toccate soltanto marginalmente o appena accennate, ma vengono comunque richiamate in modo da offrire un primo strumento di indagine per coloro che volessero approfondirne specifici aspetti.

Infatti, l'Antartide è un elemento chiave per ricostruire i movimenti delle placche tettoniche intorno al globo e per comprendere i processi di tettonica globale che hanno portato alla frammentazione di Rodinia e Gondwana, i due supercontinenti che risalgono rispettivamente al Proterozoico e al Paleozoico inferiore. Questo perché per la posizione centrale che occupava, l'Antartide gioca un ruolo cruciale in ogni modello che tenda a ricostruire la situazione sia prima del break-up di Gondwana che di Rodinia. Inoltre, il continente Antartico potrebbe offrire un notevole contributo anche per definire l'evoluzione dei margini che attualmente circondano l'Oceano Pacifico, consentendo di individuare le fasi di dislocamento dei bacini Pacifici relativamente alle circostanti placche continentali.

Da qui il crescente interesse della comunità scientifica internazionale verso una terra che, essendo in gran parte coperta da ghiacci, fornisce indicazioni circa la litosfera e il ruolo svolto nell'evoluzione di Rodinia e Gondwana, principalmente attraverso studi geofisici e geomagnetici. Studi che si sono intensificati grazie all'azione di navi geofisiche e velivoli opportunamente attrezzati, i quali raccolgono una rilevante quantità di dati che vengono continuamente integrati con quelli ottenuti dalle perforazioni nell'ambito del Programma Ocean Drilling Program/Deep Sea Drilling Project (ODP-DSDP). La presenza del ghiaccio ha spesso reso difficile anche l'esecuzione di rilievi sismici multicanale, mentre vanno intensificandosi studi di tomografia sismica che si stanno rilevando molto utili per testare l'ipotesi della presenza di un plume sotto l'Antartide occidentale, ritenuto responsabile dell'attività vulcanica Cenozoica ma che potrebbe essere stato attivo sin dal Cretacico. Fenomeno che, se confermato, potrebbe modulare anche il comportamento delle correnti di ghiaccio che caratterizzano la calotta dell'Antartide occidentale, con notevoli ripercussioni sull'andamento globale del clima.

Nicola Mauro Pagliuca

Indice

1.	L'Antartide: un insieme di "terrane"	1
1.1.	L'Antartide Orientale	2
1.2.	L'Antartide Occidentale	4
1.2.1.	La Penisola Antartica e l'Isola di Thurston	5
1.2.2.	Il blocco Haag Nunataks	5
1.2.3.	Il blocco Ellsworth-Whitmore	5
1.2.4.	La Terra di Marie Byrd	5
1.3.	La situazione attuale	6
1.4.	La ricerca geologica e geofisica	8
2.	Dal Rodinia al Gondwana	8
2.1.	L'ipotesi SWEAT	10
2.2.	L'ipotesi AUSWUS	11
2.3.	L'ipotesi del Paleopangea	12
2.4.	Il ciclo orogenetico Pan-Africano	12
2.5.	Il margine passivo	15
2.6.	L'orogenesi di Beardmore	16
2.7.	Il Pannotia	16
3.	Il Paleozoico	17
3.1.	La piattaforma carbonatica del Cambriano	18
3.2.	L'orogenesi di Ross	19
3.3.	L'evento di Shackleton	20
3.4.	Kukri peneplain, Ferrar Group e Beacon Supergroup	21
3.5.	Il bacino di Beacon: intracratonico o d'avampase?	22
3.6.	I "terrane" della Terra Victoria	25
3.6.1.	Il Robertson Bay Terrane	26
3.6.2.	Il Bowers Terrane	26
3.6.3.	Il Wilson Terrane	27
3.6.4.	Il Granite Harbour Intrusives	28
3.6.5.	L'orogenesi Borchgrevinck	29
3.7.	L'ipotesi dell'impatto meteoritico	29
4.	Il Mesozoico	30
4.1.	L'orogenesi Gondwaniana	31
4.2.	Il break-up di Gondwana	35
4.3.	Il Mare di Weddell	38
4.4.	L'evoluzione del Mare di Weddell	41
4.5.	L'evoluzione della Penisola Antartica	42
4.6.	L'apertura del Sud Atlantico e il rifting Antartide/Australia-India	44
4.7.	Il rifting Antartide-Nuova Zelanda	46
4.8.	Il rifting Australia-Antartide e l'apertura del Mare di Tasmania	49
5.	Il Cenozoico	52
5.1.	L'apertura del Mare di Scotia	54
5.2.	Il West Antarctic Rift System	56
5.3.	La Catena Transantartica	57
5.4.	La sismicità dell'Antartide	60
5.5.	Il Ross Embayment	62
5.6.	L'estensione nel Mare di Ross	64
5.7.	Il magmatismo Cenozoico	66
5.7.1.	Le cause del magmatismo nel WARS	67
5.7.2.	L'ipotesi del plume	67
5.7.3.	Le isole vulcaniche sub-Antartiche	68
5.7.4.	I vulcani delle aree continentali	70

5.7.4.1. I vulcani del margine Pacifico	70
5.7.4.2. Il bacino di Bransfield	71
6. La calotta Antartica	72
7. Sommario e conclusioni	76
Ringraziamenti	78
Bibliografia	78

1. L'Antartide: un insieme di "terrane"

La configurazione e l'attuale ubicazione dell'Antartide (Fig. 1), isolata in posizione polare e coperta di ghiacci, sono la conseguenza di una lunga e complessa evoluzione geologica, tuttora in atto, almeno in parte ancora da comprendere e ricostruire.

Infatti, le attuali conoscenze sull'evoluzione dell'Antartide sono basate essenzialmente su informazioni provenienti dai continenti circostanti, dai bacini oceanici e dai margini continentali della stessa Antartide. Questo a causa della copertura glaciale che occupa ~98% del continente Antartico: lo spessore medio della coltre glaciale è maggiore di 2 km, con grandi aree che, per bilanciare isostaticamente il peso dei ghiacci, si trovano anche oltre 1.000 m sotto il livello del mare.

Così, osservazioni e studi geologici diretti, sono stati possibili quasi esclusivamente presso i pochi affioramenti di rocce, vale a dire nelle aree parzialmente deglaciata, lungo le ca-

tene montuose o picchi isolati (nunataks), e le acque dei Mari di Ross e di Weddell.

Però, un'appropriata conoscenza delle caratteristiche geologiche dell'Antartide e della sua storia sono essenziali per la conoscenza del nostro pianeta. Basti pensare alle variazioni di volume ed estensione della calotta glaciale che, contenendo la maggior parte del ghiaccio attualmente presente sulla Terra, hanno un ruolo fondamentale circa molti processi globali, come quelli legati alla circolazione atmosferica e a quella oceanica nonché al livello medio delle acque degli oceani.

Ci si è così affidati ad indagini geologiche e geofisiche che hanno portato a definire che, al pari di altre aree continentali, la regione è suddivisa in microplacche e "terrane", elementi che testimoniano un accrescimento progressivo della crosta, avvenuto mediante l'amalgamazione di province geologiche relative a domini paleogeografici diversi e caratterizzate da differenti evoluzioni tettoniche, metamorfiche e magmatiche. Oggi, l'Antartide sembra essere

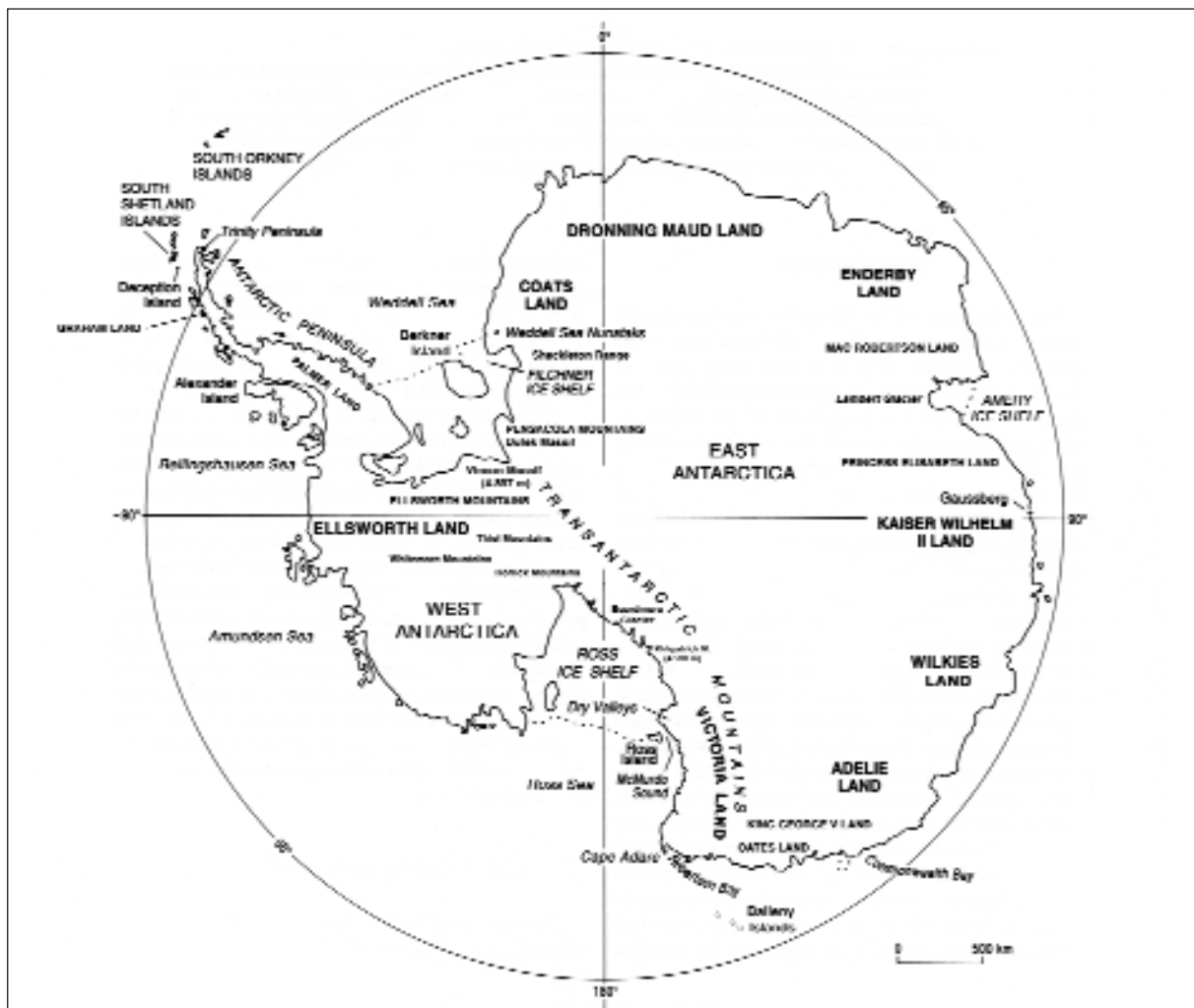


Figura 1. Mappa dell'Antartide che mostra alcuni dei principali lineamenti e toponimi discussi nel testo. da Tingey [1996] modificato.

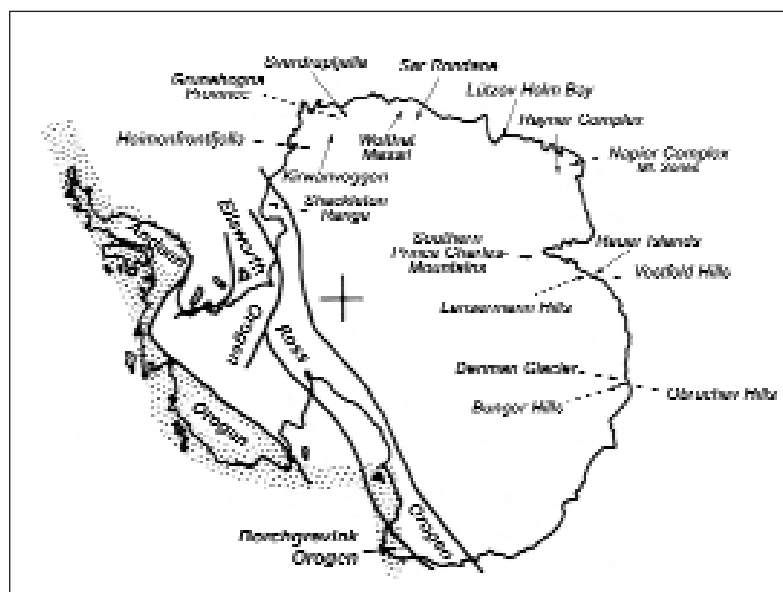


Figura 2. Mappa dell'Antartide in cui vengono riportate le principali unità orogeniche del continente e le località dei più rilevanti affioramenti di rocce Archeane. Queste ultime sono costituite per lo più da associazioni metamorfiche di vario grado, che vanno da successioni indeformate fino a complessi poli-metamorfici, con rocce appartenenti alle facies delle granuliti, e subordinate rocce ignee e sedimentarie. La provincia vulcanica Cenozoica è rappresentata dalle aree ombreggiate.
da Campbell e Claridge [1987] modificato.

parte di una sola placca tettonica. Ma ci sono chiare evidenze paleomagnetiche che, nel passato, c'è stata una grande rotazione relativa tra diverse parti del continente: l'Antartide è stata interessata da una tettonica a placche multiple, soprattutto nel corso del Cenozoico e del Mesozoico [Luyendyk et al., 1996].

Classicamente il continente Antartico è distinto in due subcontinenti, Antartide orientale e occidentale (Fig. 1), in quanto si trovano rispettivamente a Est e Ovest del meridiano di Greenwich (0° longitudine). Il Mare di Ross si trova a cavallo delle due parti, intorno a 180° di longitudine e ricade sia sulla parte geografica occidentale che su quella orientale, mentre i due subcontinenti sono separati dalla Catena Transantartica (Transantarctic Mountains in Fig. 1). Si tratta di una catena montuosa che si estende con eccezionale continuità per ~4.000 km, dal Mare di Ross a quello di Weddell, attraversando l'intero continente, con rilievi che superano anche i 4.500 m: il Vinson Massif (4.897 m), la cima più alta del continente, si trova nelle Montagne di Ellsworth (Fig. 1).

L'Antartide orientale è ritenuto un grande blocco stabile rimasto relativamente intatto per centinaia di milioni di anni. L'Antartide occidentale, al contrario, probabilmente è una fusione di tanti piccoli pezzi che sono stati assemblati nell'ultimo centinaio di milioni di anni e si sono spostati sia l'uno rispetto all'altro che nei confronti della provincia orientale [Grunow, 1993]. I dati paleomagnetici suggeriscono che i blocchi dell'Antartide occidentale si siano fissati l'uno all'altro sin dal Cretacico medio [Luyendyk et al., 1996].

La distribuzione delle età delle formazioni rocciose e delle maggiori unità strutturali consentono di riconoscere nell'area orientale un

cratone, mentre le Montagne Transantartiche (TAM) e l'area occidentale sono caratterizzate da tre principali orogeni (Ross, Ellsworth e Andean in Fig. 2) di età decrescente procedendo dal cratone all'Oceano Pacifico: Cambriano-Ordoviciano (Ross), Permo-Trias (Ellsworth) e Cretacico-Cenozoico (Andean). Si tratta di cinture orogeniche sub-parallele al margine Pacifico, accanto al quale trova spazio anche l'evento orogenico del Paleozoico medio registrato nella Terra Vittoria (Borchgrevink), più giovane dell'orogenesi di Ross. L'orogene di Ellsworth comprende anche le deformazioni di età analoghe riscontrate nella Penisola Antartica e nell'area delle Montagne di Pensacola: sono le prime deformazioni, risalenti al Mesozoico inferiore, che interessano il settore Antartico del margine Pacifico di Gondwana, descritte anche come orogenesi Gondwaniana [Elliot, 1975].

1.1. L'Antartide orientale

Conosciuta anche come East Antarctica e Greater Antarctica, l'Antartide orientale include le TAM. È considerata parte del vecchio continente di Gondwana, viste le molte similitudini geologiche con le aree continentali cui era unita: Africa, Sudamerica, Madagascar, India, Sri Lanka, Australia e Nuova Zelanda.

Si tratta di un cratone stabile, in gran parte coperto dai ghiacci, molto depresso al centro, costituito essenzialmente da rocce magmatiche e metamorfiche che tra Heimefrontfjella e le Burger Hills (Fig. 2) coprono un intervallo di tempo che va dall'Archeano (>2.500 Ma) all'Eocene (<60 Ma).

La gran parte delle rocce Proterozoiche (da 2.500 Ma all'inizio del Cambriano) della regione sono state sottoposte a storie tettonotermi-

Napier Complex	Rauer Islands	Vestfold Hills	West Denman Glacier	Obruchev H.	SPCM	WDML
3.930 Ma	3.270 Ma					
3.000 Ma				3.000 Ma		
3.000 Ma	3.000 Ma					
2.900 Ma				2.900 Ma		
	2.800 Ma	2.800 Ma				
2.800 Ma						

Tabella 1. Età radiometrica dei maggiori eventi litogenetici Archeani dell'Antartide orientale. Le abbreviazioni sono: **SPCM**, southern Prince Charles Mountains; **WDML**, western Dronning Maud Land. da *Black et al.*, [1992] modificato.

che estremamente complesse, e rocce sicuramente attribuibili all'Archeano sono note in varie località dell'Antartide orientale. Tuttavia, le registrazioni geologiche pre-Cambriche in Antartide possono essere descritte soltanto in maniera frammentaria, in quanto gli affioramenti sono sparsi e rappresentano una piccola percentuale dell'area continentale.

Le rocce più antiche affiorano principalmente lungo le zone costiere (Fig. 2) e datazioni geocronologiche, basate principalmente sul metodo di datazione U-Pb, dimostrerebbero l'esistenza di almeno sette nuclei Archeani all'interno del cratone Antartico [*Black et al.*, 1992]. Tra questi il più grande è il Napier Complex, che è stato sottoposto ad una lunga serie di eventi, a cominciare dalla formazione iniziale della crosta avvenuta ~3.930 Ma (Tab.1) documentata a Monte Sones [*Black et al.*, 1986].

L'evento successivo più antico (3.270 Ma) del continente Antartico, è stato registrato nel gruppo di isole e promontori di Rauer (Rauer Islands in Fig. 2) [*Black et al.*, 1992].

Dopo uno hiatus di ~900 Ma, nel Napier Complex si presenta il primo di tre antichi eventi tettonici, individuato da graniti sintettonici la cui messa in posto è riconducibile a ~3.000 Ma. Ulteriori attività ignee, sottoforma di leuconoriti e graniti, vengono fatte risalire a ~2.500 Ma.

Rocce Archeane, che consistono principalmente di granuliti con precursori risalenti a ~3.000 Ma, sono state scoperte anche nelle vicinanze del Bunger Hills, nell'area ad Ovest del ghiacciaio di Denman (Denman Glacier in Fig. 2). Anche nella zona meridionale delle Montagne del Principe Carlo (Southern Prince Charles Mountains in Fig. 2) è stato segnalato un evento che risale ~3.000 Ma, e riguarda la messa in posto dei precursori di ortogneiss felsici [*Krynauw*, 1996].

Un evento tettonotermico che risalirebbe a ~2.800÷3.000 Ma, è stato attribuito al com-

plesso di Vestfold Hills, una struttura che si trova al margine Nordorientale della baia di Pridz Bay (Fig. 2), e caratterizzata principalmente da metamorfiti di alto grado che rientrano nella facies delle granuliti.

Si fa invece risalire a 2.640 Ma l'attività ignea di Obruchev Hills, non ancora registrata in altre parti del continente, mentre gli ultimi eventi dell'Archeano (2.500 Ma) sembrerebbero largamente diffusi nel Napier Complex, nelle Vestfold Hills e probabilmente anche nella zona meridionale delle Montagne del Principe Carlo.

Nel complesso Proterozoico del Rayner Complex (Fig. 2), che è esposto nelle aree meridionali e occidentali delle Terre di Enderby e di Kemp (Enderby Land e Kemp Land in Fig. 1) la formazione iniziale della crosta sarebbe stata individuata da un evento registrato ~2.000 Ma [*Tingey*, 1991]. Inoltre, nelle Vestfold Hills, sono stati registrati anche due periodi intrusivi individuati da dicchi tholeiitici (~1.800 Ma) e lamprofirici (1.400÷1.300 Ma) [*Black et al.*, 1992; *Krynauw*, 1996].

In altre zone del cratone Antartico (ad esempio i nunataks presenti lungo le coste del Mare di Weddell, il Wohlthat Massif ed il picco di 3.000 m del Sør Rondane) gran parte delle determinazioni radiometriche registrano eventi metamorfici, tettonici e plutonici, particolarmente significativi che risalgono a 1.200÷1.000 Ma (Grenvilliani) e 550÷450 Ma (Pan-Africani) [*Krynauw*, 1996; *Tingey*, 1991].

Le correlazioni tra i vari affioramenti del basamento sono state effettuate in base ai lineamenti e ai caratteri geologici, alle osservazioni strutturali, geochimiche e relative all'età. Così, il cratone è stato suddiviso da alcuni autori [*King et al.*, 1996 e ref. ivi citate] in tre province: (1) la provincia Grunehogna, che consiste di gneiss granitici Archeani e rocce sedimentarie Mesoproterozoiche (1.600÷1.000 Ma) di età simile al cratone Kalahari, nell'Africa meridiona-

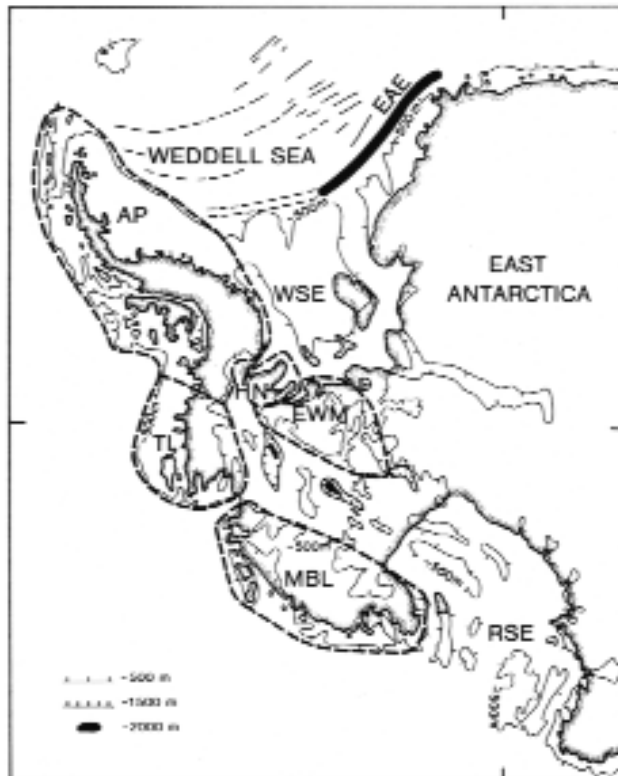


Figura 3. Mappa topografica semplificata dell'Antartide occidentale che mostra i limiti dei principali blocchi crostali, dei bacini subglaciali ed i più importanti lineamenti Mesozoici del Mare di Weddell legati al break-up di Gondwana. Le abbreviazioni sono: AP, Antarctic Peninsula; TI, Thurston Island; MBL, Marie Byrd Land; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; HN, Haag Nunataks; WSE, Weddell Sea Embayment; RSE, Ross Sea Embayment; BI, Berkner Island; BSB, Byrd Subglacial Basin; BST, Bentley Subglacial Trench; CT, Crary Trough; EAE, Explorer-Andenes Escarpment. Trovandosi ben al di sotto dei 2.000 m, BSB e BST, sono le più grandi depressioni presenti in Antartide, mentre EAE è formata da alti strutturali coperti da sedimenti che delineano una struttura lunga varie centinaia di km che si estende verso AP e che potrebbe rappresentare il limite continente-oceano. Il Mare di Ross e la sua piattaforma galleggiante di ghiaccio costituiscono il Ross Sea Embayment (RSE) mentre il Mare di Weddell e la sua piattaforma galleggiante di ghiaccio Ronne-Filchner formano il Weddell Sea Embayment (WSE). da Storey [1991].

le, al quale sarebbe stata una volta legata; (2) la provincia Maud o Maudheim (Sverdrupfjella, Kirwanveggen e Heimefrontfjella), formata da metamorfiti d'alto grado con età isotopica compresa tra 1.200 Ma e 850 Ma, legate cioè all'orogenesi Grenvilliana, il cui nome deriva dalla cintura orogenetica del Canada orientale, caratterizzata da una storia di accrezione e collisione continentale lungo un margine convergente Mesoproterozoico [Rivers, 1997], ed è largamente usato per cinture orogenetiche di questa età trovate su tutti i continenti; (3) lo Shackleton Range, composto di rocce magmatiche e metamorfiche Proterozoiche.

Sopra il basamento si trova una sequenza sub-orizzontale di sedimenti (arenarie, siltiti, successioni carbonifere, tilliti) del Paleozoico superiore. Tanto le rocce del basamento quanto quelle sedimentarie sovrastanti, nel Giurassico, furono interessate da intrusioni di rocce basiche sottoforma di sills che, eruttate anche in superficie, originarono basalti e tufi. Rocce più giovani di quelle magmatiche del Giurassico, nell'Antartide orientale sono costituite dai depositi terrestri formati durante il periodo glaciale Cenozoico [Campbell e Claridge, 1987].

1.2 L'Antartide occidentale

Conosciuta anche come West Antarctica e Lesser Antarctica, l'Antartide occidentale è un grande arcipelago coperto da ghiacci, dove la

gran parte degli affioramenti consistono di rocce magmatiche Fanerozoiche legate alla subduzione [Luyendyk et al., 1996].

L'arcipelago comprende due o tre isole maggiori, la Terra di Marie Byrd (Marie Byrd Land, MBL in Fig. 3), la Penisola Antartica (Antarctic Peninsula, AP in Fig. 1, 3) e la Terra di Ellsworth (Ellsworth Land in Fig. 1) che forse è in continuità con la Penisola Antartica [Fitzgerald, 1999]. Queste isole rappresentano alcuni dei microblocchi continentali in cui è possibile suddividere l'Antartide occidentale, un'ipotesi che, formulata sulla base dei dati topografici e geologici, è supportata dai dati magnetici [Garrett, 1991].

Inoltre la presenza delle microplacche aiuta a spiegare sia l'andamento delle anomalie strutturali e geologiche che la ricostruzione del supercontinente di Gondwana [Fitzgerald, 1999], superando il problema della sovrapposizione del Plateau delle isole Falkland con la Penisola Antartica nella ricostruzione paleogeografica del Mesozoico [Luyendyk et al., 1996].

Sul numero e sulla posizione originale di questi microblocchi, però, il dibattito è aperto soprattutto a causa delle difficoltà a definirne i limiti geologici per via della copertura glaciale. Se ne contano almeno cinque e alcuni autori [Di Venere et al., 1995; Bradshaw et al., 1997] suggeriscono la suddivisione della MBL in due blocchi, orientale e occidentale, almeno per il Mesozoico superiore. È stata anche avanzata l'i-

potesi che la MBL, l'isola di Thurston (Thurston Island, TI in Fig. 3) e la Penisola Antartica, nel Mesozoico fossero unite in una grande placca, Weddellia, che costituiva parte del margine Pacifico del Gondwana [Grunow *et al.*, 1991; Storey, 1996]. McAdoo e Laxon, [1997] ritengono invece che sia il Ross Sea Embayment (RSE in Fig. 3) ad essere un blocco crostale distinto.

La storia geologica dell'Antartide occidentale è quindi da collocare in gran parte nel Fanerozoico con le rocce più antiche (igneie e metamorfiche) che formano il basamento di sequenze sedimentarie e vulcaniche, di probabile età Paleozoica e Mesozoica, deformate a più riprese mediante fasi successive. Il settore è inoltre caratterizzato da una provincia vulcanica Cenozoica, tuttora attiva e assai importante per gli effetti che potrebbe provocare su quella parte della calotta polare che, dalla Penisola Antartica e attraverso la MBL, si estende fino alla fascia costiera del Mare di Ross e delle isole di Balleny [Campbell e Claridge, 1987].

1.2.1. La Penisola Antartica e l'Isola di Thurston

La Penisola Antartica, che sul lato Pacifico è un margine passivo, è ritenuta una cintura orogenica di tipo Andino attiva tra il Mesozoico e gran parte del Cenozoico. Si tratta di un arco magmatico che si formò lungo il margine attivo di Gondwana, per la subduzione di fondo oceanico Pacifico e proto-Pacifico. Ad Ovest, l'isola di Alexander (Alexander Island in Fig. 1) è una provincia Mesozoica di pre-arco che contiene un largo complesso d'accrescimento. Spesse sequenze di retro-arco si trovano sulla parte orientale delle Terre di Graham, Palmer ed Ellsworth (Graham Land, Palmer Land ed Ellsworth Land in Fig. 1). La subduzione cessò durante il Cenozoico, ad eccezione di un piccolo segmento tuttora attivo a ridosso delle isole Shetland meridionali (South Shetland Islands in Fig. 1) [King *et al.*, 1996].

L'area che circonda l'isola di Thurston rappresenta la continuazione verso Ovest dell'arco magmatico che interessava la Penisola Antartica [Johnson e Smith, 1992].

1.2.2. Il blocco Haag Nunataks

Definito geofisicamente come una regione di grandi anomalie magnetiche, Haag Nunataks (HN in Fig. 3) è un piccolo blocco crostale situato tra la base della Penisola Antartica e le Montagne di Ellsworth. È formato da un basamento pre-Cambriano, con isolati affioramenti di gneiss datati 1.176 ± 1.003 Ma

(col metodo Rb-Sr su roccia totale). Le anomalie magnetiche si esauriscono al margine orientale, contro il blocco di Ellsworth-Whitmore [Storey *et al.*, 1988]. Ciò nonostante, è stato suggerito che il blocco crostale potrebbe estendersi in un'area di 120.000 km^2 , intorno ai nunataks e un basamento cristallino simile a quello di HN potrebbe trovarsi in aree sottostanti le EWM e la piattaforma di Ronne-Filchner [Maslanyj e Storey, 1990; Johnson e Smith, 1992]. Questo comporta che il blocco EWM nel pre-Cambriano dovrebbe essersi trovato nei pressi della Terra di Coats o della Terra della Regina Maud, oppure nel Natal Embayment, a ridosso del Sudafrica [Curtis e Storey, 1996].

1.2.3. Il blocco Ellsworth-Whitmore

Il blocco crostale delle Montagne Ellsworth-Whitmore (EWM in Fig. 3) è un grande terrane, lungo approssimativamente 875 km e largo 500 km ad andamento NNW-SSE, che include anche colline e rilievi emergenti dal ghiaccio (nunataks) sparsi a Nord delle Montagne di Thiel (Thiel Mountains, in Fig. 1). È costituito da ~13 km di una successione sedimentaria continua che risale al Cambriano medio-Permiano e che rappresenta, proprio per la sua completezza, un fatto insolito per l'Antartide. Priva di una significativa discordanza [Curtis e Storey, 1996], la successione è stata debolmente metamorfosata dall'orogenesi di Ross, piegata nel corso del Permo-Triassico dall'evento Gondwaniano ed intrusa da graniti del Giurassico medio, legati al break-up di Gondwana [Curtis *et al.*, 1999].

L'andamento strutturale e stratigrafico, anomalo rispetto alle TAM, e i dati paleomagnetici fanno supporre che queste montagne siano la parte ora dislocata della cintura orogenica dell'Africa meridionale (Gondwanian Cape Fold Belt). Tracce di questa cintura orogenica sono presenti anche in Sudamerica e in Antartide, nella Terra di Coats e lungo le Montagne di Pensacola [Stump, 1995].

1.2.4. La Terra di Marie Byrd

La Terra di Marie Byrd (MBL), che si estende dal Mare di Ross alla Penisola Antartica, è parte del West Antarctic Rift System (WARS), una struttura costituita da una serie di bacini subglaciali riempiti di sedimenti depositati tra il Cretacico ed il Cenozoico [Weaver *et al.*, 1994]. Si ritiene che la MBL rappresenti l'unico blocco dell'Antartide occidentale che rappresenta un frammento continentale il quale, a seguito del break-up di Gondwana, si

separò dal fondo oceanico in espansione [Mukasa e Dalziel, 2000].

Le rocce della MBL registrano una lunga storia magmatica legata alla subduzione lungo il margine Pacifico di Gondwana, che nell'area occidentale del blocco crostale individuano un cambio di regime tettonico: nel corso del Cretacico si passa da un margine compressivo ad uno estensivo [Fitzgerald, 1999].

Relativamente al basamento, la più vecchia unità geologica della MBL è la formazione di Swanson, costituita da rocce metasedimentarie del pre-Cambriano superiore-Paleozoico inferiore, che ha subito due eventi metamorfici: nell'Ordoviciano superiore (~430 Ma) a causa di un metamorfismo regionale, e nel Cretacico a causa di un metamorfismo termico durante la messa in posto di graniti anorogenici [Lisker e Olesch, 1997]. Tuttavia, in base a dati geocronologici viene ipotizzata la presenza di una componente pre-Cambriana nell'area sottostante questa regione [Luyendyk et al., 1996; Mukasa e Dalziel, 2000].

1.3. La situazione attuale

Il limite della regione Antartica viene convenzionalmente posto intorno al 52° parallelo ed è compreso entro una fascia di alcune decine di km d'ampiezza, dove vengono a contatto le acque fredde circum-antartiche con quelle più calde sub-antartiche. È questa la zona della convergenza Antartica, un limite puramente oceanografico. Tant'è che le porzioni meridionali degli Oceani Atlantico, Pacifico e Indiano che si trovano a Sud della convergenza Antartica vengono indicate come Oceano

Meridionale (Southern Ocean) o Oceano Antartico. Questo è una parte integrante del sistema ambientale Antartico perché la fredda corrente circum-polare mantiene in isolamento termico il continente [Kennett e Hodell, 1995].

L'Antartide è il continente più isolato della Terra e, confinato completamente oltre il 60° parallelo di latitudine Sud, occupa una posizione quasi centrata rispetto al Polo Sud. La placca Antartica copre il 75% della regione, a Sud del parallelo 45° S. La parte restante include anche le placche: Pacifica, Australiana, Sudamericana, Africana e del Mare di Scotia.

Fatta eccezione per la regione del Mare di Scotia, la placca Antartica è circondata da dorsali medio-oceaniche in espansione: dorsale Sud-Atlantica, dorsale Sudamerica-Antartide, dorsale Indiana Sudoccidentale, dorsale Pacifico-Antartide, Rialzo del Cile, centro d'espansione di retro-arco delle isole South Sandwich (Fig. 4).

Gli attuali limiti di placca comprendono anche margini trasformati, come ad esempio la zona di frattura Shackleton, la South Scotia Ridge e la North Scotia Ridge che bordano il Mare di Scotia; sono presenti inoltre la fossa del Cile, la fossa delle South Sandwich e la fossa di Hjort a Sud della Nuova Zelanda; bacini di mare profondo che includono la piana abissale di Weddell, il bacino Africano-Antartico, la piana abissale di Amundsen, la piana abissale di Bellingshausen, il bacino di Enderby, il bacino Australia-Antartide e il Mare di Scotia; piattaforme sottomarine di varia origine come il Falkland Plateau, il Conrad Rise, il Kerguelen Plateau, il South Tasmania Rise, il Chatham Rise e il Campbell Plateau [Fitzgerald, 1999].

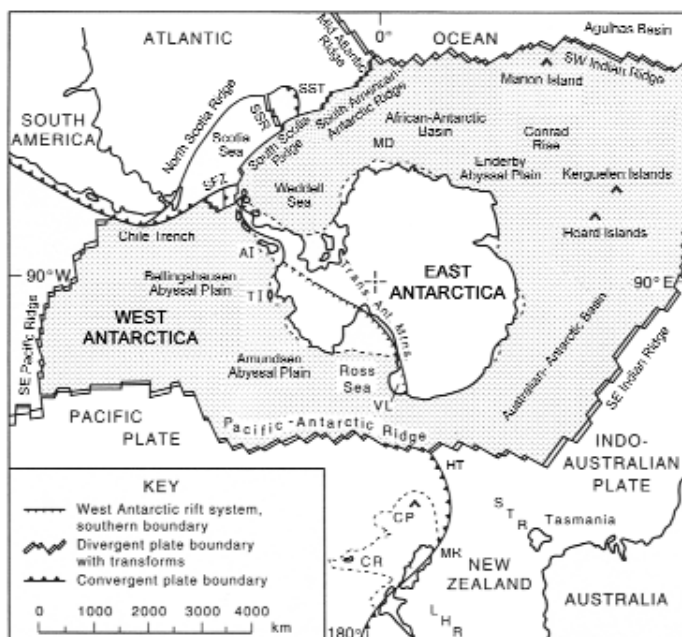


Figura 4. La situazione attuale nell'Oceano Meridionale e le relazioni tra la placca Antartica (in grigio) e le placche che la circondano. Da notare che sono presenti tutti i tipi di limite di placca, margini continentali, bacini marini profondi e isole oceaniche. Le abbreviazioni sono le seguenti: **AI**, Alexander Islands; **CP**, Campbell Plateau; **CR**, Chatham Rise; **HT**, Hjort Trench; **LHR**, Lord Howe Rise; **MR**, Macquarie Ridge; **SFZ**, Shackleton Fracture Zone; **SST**, South Sandwich Trench; **SSR**, South Sandwich Ridge; **STR**, South Tasman Rise; **TI**, Thurston Island; **VL**, Victoria Land; **MD**, Maud-Rise. da LeMasurier e Landis [1996] modificato.

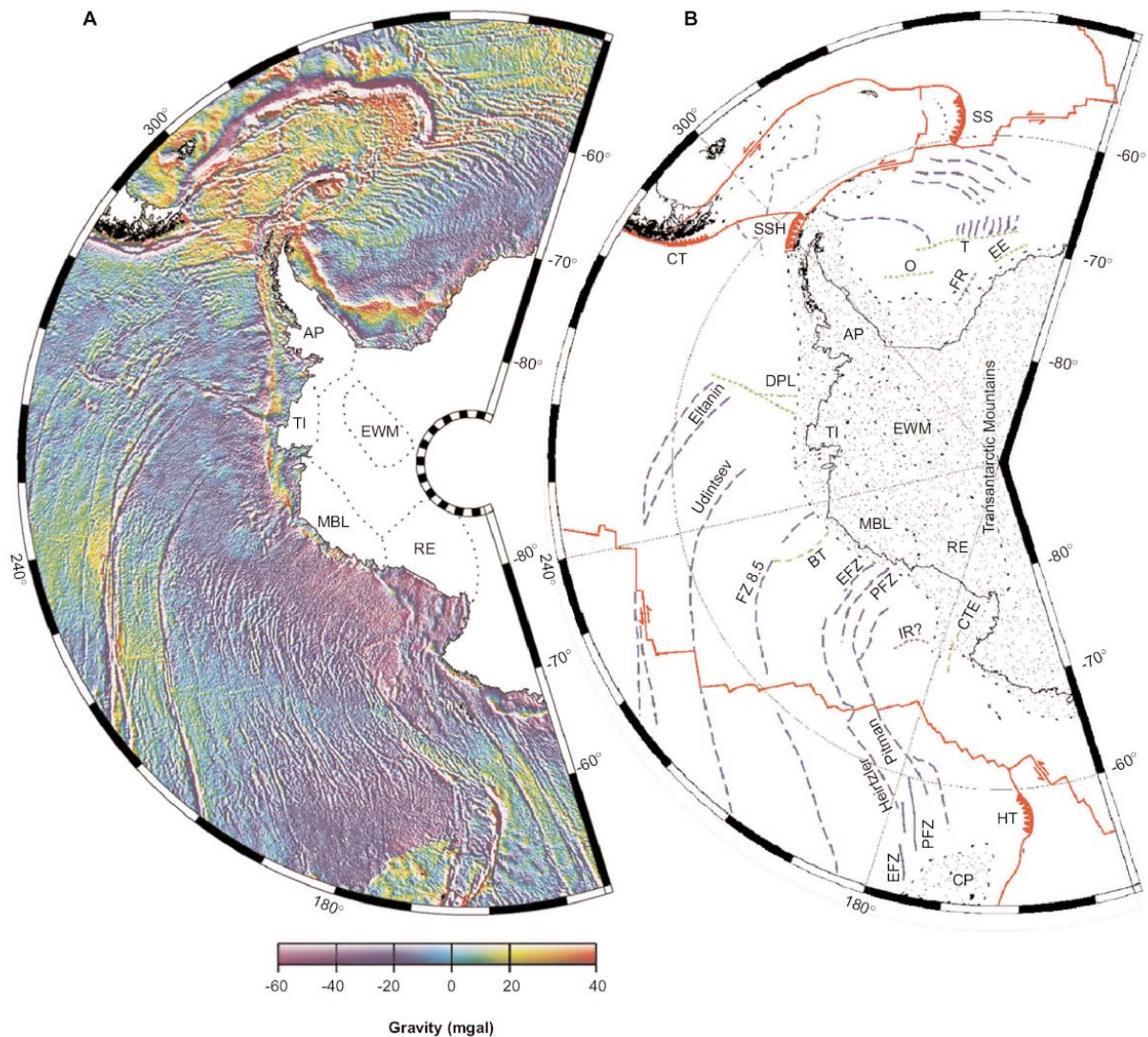


Figura 5. (A) Mappa di gravità e (B) carta tettonica dell'Oceano Meridionale a ridosso dell'Antartide occidentale in cui sono individuati i blocchi: **AP**, Antarctic Peninsula; **TI**, Thurston Island; **MBL**, Marie Byrd Land; **EWM**, Ellsworth-Whitmore Mountains; **RE**, Ross Embayment, **CP**, Campbell Plateau. Le principali linee di frattura (FZ), tracciate in blu (linee tratteggiate) sono: Pahemo (**PFZ**); Endeavor (**EFZ**); Eltanin, Udintsev, FZ 8.5, Heirtzler e Pitman FZs. I limiti di placca attivi (rosso) includono le fosse o zone di subduzione: Hjort (**HT**), South Sandwich (**SS**), South Shetland (**SSH**) e Cile (**CT**). Sono riportate anche le dorsali medio-oceaniche attive (rosso), come quelle Pacifico-Antartide e Sudamerica-Antartide. Le dorsali estinte o fallite (viola) che includono quelle presenti nel Mare di Scotia, un 'failed rift' (**FR**) nel Mare di Weddell Sudorientale e l'ipotizzato Iselin Rift (**IR**). Altre lineazioni degne di nota o identificate di recente (verde) includono, nel Mare di Weddell: l'Anomalia di Orion (**O**), Explora Escarpment (**EE**) e l'Anomalia T (**T**); nel Pacifico meridionale: la Central Extension Trough (**CTE**), la Bellingshausen Trough (**BT**) e la lineazione DeGelarche-Peter I (**DPL**). Il margine continentale Antartico (linee nere tratteggiate) segue approssimativamente i 2.000 m di profondità da *McAdoo e Laxon* [1997] modificato.

Le piattaforme continentali che circondano il margine del cratone dell'Antartide orientale sono margini passivi, come evidenziato dalle anomalie di gravità dell'Oceano Meridionale, il cui andamento delinea la scarpata continentale, caratteristica tipica dei margini passivi [*McAdoo e Laxon*, 1997]. Cosa che non è talvolta evidente nel Ross Embayment (Fig. 5) dove interferisce con il segnale di gravità dei bacini sedimen-

tari del Mare di Ross, che fanno parte del WARS, e con i grandi depocentri glaciali vicini al ciglio della scarpata continentale [*Brancolini et al.*, 1995a, b].

L'andamento lineare delle anomalie di gravità ad alta-ampiezza appare però ben sviluppato nel Sud Pacifico (tra 135°E e 160°W) dove le anomalie sono associate ai sistemi trasformati dell'oceano. Queste zone di frattura, ad

andamento all'incirca NE-SW, avrebbero avuto un ruolo importante relativamente alla cinematica che nel Neogene interessa la Terra Vittoria e i margini della Terra di Marie Byrd [Van der Wateren e Cloeting, 1999 e ref. ivi citate].

Pure evidenti sono le dorsali estinte nelle regioni del Mare di Scotia e nell'area del passaggio di Drake, cui potrebbero essere associate anche le fosse, individuate grazie alle anomalie gravitative, nei Mari di Ross e di Amundsen.

Le zone di frattura, come quelle di Pitman e di Udintsev, rappresentano invece tracce di faglie trasformati inattive che indicano la direzione del movimento delle placche. Le anomalie di gravità mettono anche in evidenza che gli assi delle dorsali oceaniche in rapida espansione (al tasso > 6 cm/anno), come il segmento settentrionale della dorsale Antartide-Pacifico, in genere appaiono come massimi gravitativi stretti (< 60 km) e sottili [McAdoo e Laxon, 1997].

Inoltre, siccome il margine continentale Antartico riflette il break-up di Gondwana, esso diventa via via più giovane procedendo in senso antiorario dalla zona del Mare di Weddell. Arco e placca delle Sandwich sembrano invece muoversi velocemente verso Est rispetto a Sudamerica e Antartide, così, a differenza degli altri bacini dell'Atlantico meridionale delimitati da rift, tale struttura introduce un sistema di subduzione [Dalziel, 2000].

1.4. La ricerca geologica e geofisica

Per conoscere la storia del continente Antartico ci si deve affidare quasi esclusivamente a metodi geofisici, alcuni sviluppati appositamente, come ad esempio un aereo geofisico modificato per risolvere i problemi geologici e glaciologici nell'ambito di indagini condotte nell'area del bacino di Byrd, al centro dell'Antartide occidentale [Blankenship, 2000].

Queste indagini geofisiche sono state condotte in gran parte negli ultimi vent'anni ed includono misure della topografia sub-glaciale mediante radar, misure di anomalie gravimetriche e magnetiche, nonché metodi magnetotellurici e sismici. Oggi la ricerca geofisica e geologica in Antartide è volta soprattutto a chiarire:

- i rapporti dell'Antartide con i continenti circostanti ed i bacini oceanici per definire la geografia e la tettonica pre-Pangea ed esaminare i rapporti fra la tettonica ed i cambiamenti ambientali e biologici durante Neoproterozoico (da 1.000 Ma all'inizio del Cambriano) e Paleozoico. Il punto di partenza è il fatto che il Laurentia potrebbe essere stato adiacente ai nuclei cratonici di alcuni attuali continenti dell'emisfero meridionale, tra cui l'Antartide. Ciò ha

condotto alle ricostruzioni di supercontinenti esistiti nel Neoproterozoico prima (Rodinia) e dopo (Pannotia) l'apertura del bacino dell'Oceano Pacifico [Dalziel, 2000];

- la tettonica delle regioni che formano l'Antartide occidentale e il cratone orientale, ed in particolare del West Antarctic Rift System, per definire i limiti tra le due province geologiche e caratterizzare il vulcanismo Cenozoico che potrebbe avere importanti ripercussioni sulla calotta glaciale;

- la ricostruzione dell'evoluzione dei margini continentali periantartici volta alla definizione di modelli evolutivi per l'area occidentale e quella orientale del continente Antartico, che tengano conto anche delle conoscenze relative ai margini continentali dell'Oceano Artico;

- il margine Atlantico della Penisola Antartica è la chiave di volta per lo studio evolutivo dell'Oceano Meridionale, visti i punti di contatto triplo della placca Antartica con quelle Sudamericana ed Africana. Così come allo stesso scopo sono importanti i punti di contatto triplo della placca Antartica con le placche Indiana ed Australiana;

- l'evoluzione delle intersezioni tra le placche Sudamerica-Drake-Scotia-Antartide potrebbe fornire le informazioni su come i limiti delle placche si riorganizzano, dopo l'estinzione di un centro d'espansione ed in conseguenza della riduzione del numero di placche. Allo stesso tempo, dallo studio del bacino di Bransfield si potrebbe arrivare a comprendere lo sviluppo iniziale della catena Andina e del break-up di Gondwana [Austin, 2000].

2. Dal Rodinia al Gondwana

L'Antartide richiama l'interesse scientifico internazionale per il ruolo che ricopre nell'evoluzione tettonica e geologica del Gondwana (Fig. 6b), il supercontinente che segnò l'inizio del Fanerozoico, composto in gran parte dagli attuali continenti dell'emisfero meridionale.

Come evidenza della continuità fisica di questi continenti, ci sono le cosiddette sequenze gondwaniane, che trovano corrispondenza in analoghe successioni stratigrafiche in regioni dell'emisfero meridionale (Sudamerica, Africa, India, Sri Lanka, Antartide, Australia e Nuova Zelanda) e testimonianze paleontologiche, quale la comparsa nel Triassico (~250 Ma) del famoso rettile erbivoro *Lystrosaurus* che non aveva sviluppato particolari adattamenti al nuoto su lunghe distanze ed è stato ritrovato in tutti i continenti gondwaniani, incluso l'Antartide [Oliviero et al., 1991; Collinson, 1997].

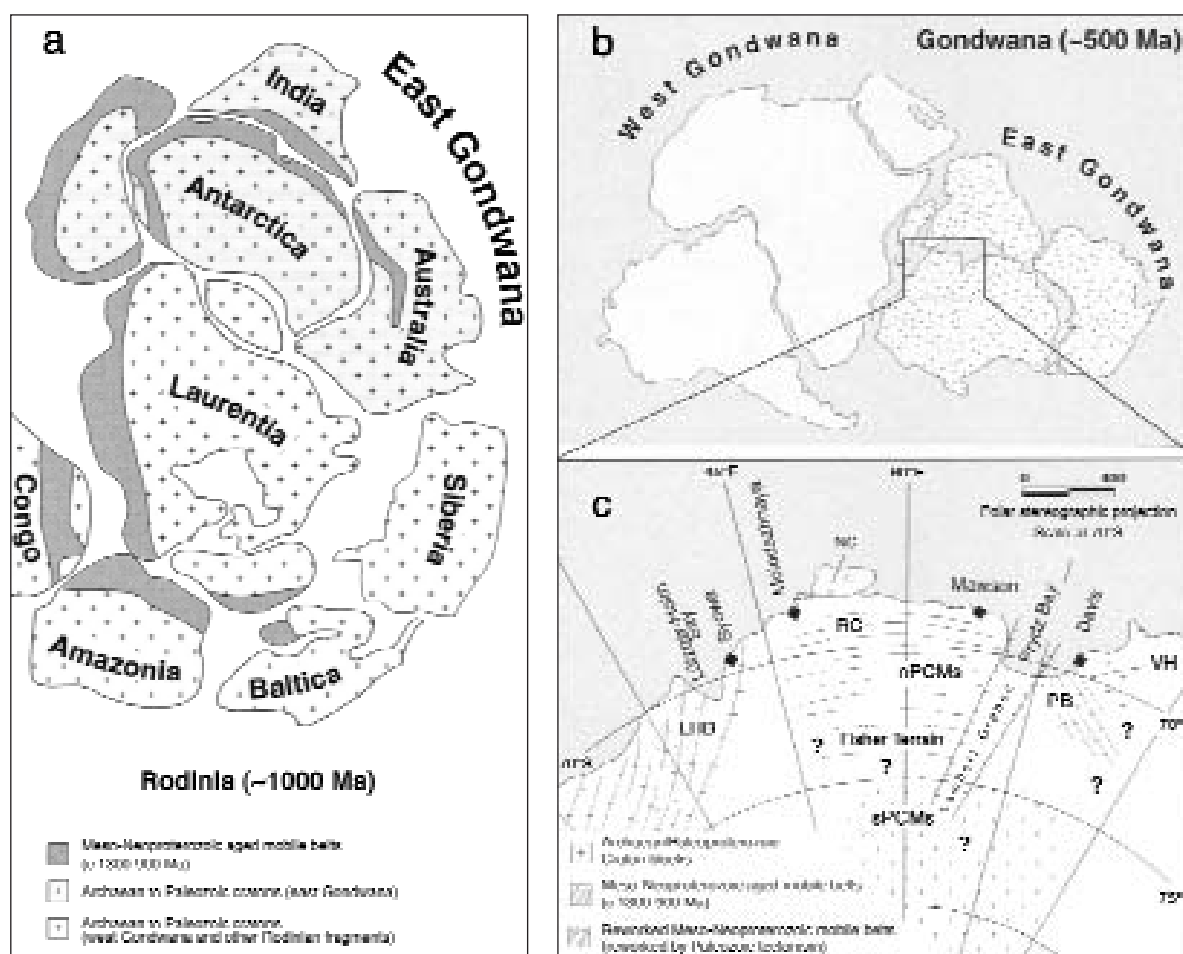


Figura 6. (a) La tradizionale ricostruzione di Rodinia ~1.000 Ma in cui si presume che il Gondwana orientale s'è formato attraverso l'accrescimento di parti dell'Australia, dell'India e dell'Africa orientale, lungo un singola cintura orogenica Meso-Neoproterozoica, estesa lateralmente, che borda la costa dell'Antartide orientale. (b) Gondwana (~500 Ma) con l'indicazione dei continenti che ne formavano la parte orientale e quella occidentale. Nell'area ingrandita (c) è evidenziata la posizione delle Montagne del Principe Carlo (PCM), una delle regioni chiave per capire l'evoluzione del continente Antartico. Queste montagne, nell'area settentrionale sono composte da una serie di catene e di massicci isolati, localizzati lungo il margine occidentale della piattaforma galleggiante di ghiaccio Amery, e formano parte di una cintura orogenica ad andamento E-W, caratterizzata da facies di granuliti felsiche e gneiss mafici, intervallate da subordinate unità metasedimentarie e calco-silatiche che separano le baie di Prydz Bay e di Lützow-Holm Bay. Le abbreviazioni sono: NC, Napier Complex; VH, Vestfold Hills; sPCMs, southern Prince Charles Mountains; RC, Rayner Complex; nPCMs, northern Prince Charles Mountains; LHB, Lützow-Holm Bay; PB, Prydz Bay. da *Boger et al.*, [2000].

Con molta probabilità però, la formazione del Gondwana è legata all'aggregazione di frammenti dispersi di un supercontinente esistito in precedenza. Sono stati proposti vari nomi per questo supercontinente, tra cui Ur-Gondwana [Hartnady, 1991], Katania [Young, 1995], Paleopangea [Piper, 2000] e Rodinia [McMenamin e McMenamin, 1990], il quale deriva dal russo *rodit* che significa generare, ed è il nome più comunemente usato. Rodinia raccoglieva tutte le terre emerse e sarebbe il precursore di tutti i continenti che si formarono suc-

cessivamente. Il corrispondente oceano globale che circonda il Rodinia è chiamato Mirovoi. Il ciclo di vita del supercontinente va dalla sua amalgamazione, avvenuta ~1.300–1.100 Ma a causa di una serie di collisioni avvenute durante il ciclo orogenetico Grenvilliano (Fig. 6a), alla sua scomparsa che è registrata nel rift del Neoproterozoico superiore e nelle successioni di margine passivo, che fanno seguito alla sua frammentazione [Dalziel, 1991, 1992; Powell et al., 1993; Dalziel et al., 1994; Torsvik et al., 1996; Meert e Van der Voo, 1997].

La sua configurazione è però motivo di intenso dibattito e i vari modelli che sono stati finora proposti si evolvono parallelamente alla crescente disponibilità dei dati.

È stata anche stilata una mappa geodinamica dell'aggregazione del Gondwana alla scala 1:10 milioni che, presentata per la prima volta al XXX Congresso Geologico Internazionale, rappresenta un tentativo di sintesi delle varie ipotesi evolutive, proposte cui hanno contribuito 67 coautori di 11 differenti paesi: partendo dal break-up di Rodinia e passando attraverso la riorganizzazione del movimento delle placche litosferiche prodotto dagli eventi orogenici Pan-Africani-Brasiliani, si arriva al Gondwana [Unrug, 1997 e ref. ivi citate].

Le maggiori difficoltà sorgono a causa della carenza di dati geocronologici e di poli paleomagnetici affidabili per differenti elementi del Rodinia [Powell *et al.*, 1993], cosa che rende difficile elaborare modelli che seguano le modalità della tettonica globale [Grunow *et al.*, 1996]. Ne derivano grosse incertezze nell'individuazione del numero di placche presenti e nel definire la distribuzione dei cratoni periferici attorno al Laurentia (Nordamerica e Groenlandia) che avrebbe avuto una posizione centrale nel Rodinia durante il Neoproterozoico [Karlstrom *et al.*, 1999].

Anche attorno all'Antartide orientale potrebbero essersi legati altri blocchi cratonici nel corso dell'episodio Grenvilliano [Stump, 1999]. Infatti, il margine del cratone dell'Antartide orientale include l'area settentrionale delle Montagne del Principe Carlo (PCM in Fig. 6, 7) che, tradizionalmente considerate come parte di un'estesa cintura orogenica Neoproterozoica (1.400–900 Ma), sono state correlate con cinture metamorfiche di età simile in India, parti dell'Africa orientale, dello Sri Lanka e dell'Australia (Fig. 6a): si ritiene che queste cinture rappresentino un sistema di accrezione che ha portato alla formazione del Gondwana orientale durante la crescita ed il consolidamento di Rodinia [Moore, 1991].

2.1. L'ipotesi SWEAT

Un nuovo scenario per la paleogeografia globale del Paleozoico ha cominciato ad emergere con la pubblicazione del lavoro di Moore [1991], seguito da quelli di Dalziel [1991] e Hoffman [1991] circa la cosiddetta ipotesi "SWEAT" (Southwest U.S.-East Antarctic connection), che rappresenta un esempio di applicazione dei principi della tettonica delle placche al pre-Cambriano.

L'Antartide fornisce infatti elementi per

testare l'ipotesi SWEAT, dove si propone che il Gondwana orientale rimase unito al Laurentia lungo le TAM e il margine dell'Australia orientale, tra ~1.900Ma e il tardo pre-Cambriano, quando il blocco costituito dall'Antartide orientale e dall'Australia era in congiunzione al margine Pacifico del Nordamerica occidentale.

Allo stesso tempo il Laurentia potrebbe essere stato in contatto col nucleo cratonico di alcuni attuali continenti dell'emisfero meridionale. Infatti, secondo Dalziel [1997], che descrive in dettaglio la storia e lo sviluppo del supercontinente di Rodinia, il Laurentia avrebbe interagito tettonicamente con il margine Pacifico del Sudamerica, mentre verso la fine del pre-Cambriano la separazione dell'Antartide orientale dal Laurentia portava all'apertura del bacino dell'Oceano Pacifico. L'evento sarebbe stato bilanciato, su un globo dal raggio costante, dalla chiusura dei bacini oceanici Brasiliani e Pan-Africani durante l'aggregazione di Gondwana [Dalziel, 1992] con la parte orientale che sarebbe rimasta intatta, senza subire pressoché alcuna deformazione fino al break-up Mesozoico di Gondwana [Yoshida *et al.*, 1992].

Sfortunatamente l'evoluzione del margine Antartico, tra il Proterozoico superiore ed il Paleozoico inferiore, è poco definita per rappresentare una prova inconfutabile dell'ipotesi SWEAT. Una grave limitazione è legata all'insufficienza di dati geocronologici precisi delle rocce metamorfiche e plutoniche, e all'insufficienza di dati strutturali associati alla scala radiometrica [Goodge *et al.*, 1993]. Inoltre, secondo Borg e De Paolo [1994] l'attuale configurazione del basamento dei terranes nelle TAM non sembrerebbe compatibile con la ricostruzione SWEAT, che in origine si basò sull'individuazione dei punti d'età Grenvilliana tra il Laurentia e la Terra della Regina Maud, tra loro adiacenti prima del rifting di Rodinia: questo collegamento probabilmente non è più valido in quanto di recente è emerso che ~1.000 Ma la Terra della Regina Maud non era parte dell'Antartide orientale [Gose *et al.*, 1997].

Però, plausibili aggiustamenti degli elementi tettonici durante il Proterozoico superiore ed il Paleozoico inferiore, potrebbero rendere accettabile la ricostruzione del modello SWEAT [Borg e DePaolo 1994], il quale continua ad essere alquanto dibattuto perché nelle TAM ci sono altre località che possono essere collegate potenzialmente al Laurentia. Quindi, la conferma o meno di qualsiasi descrizione dell'evoluzione continentale Proterozoica, passa attraverso la comprensione dell'evoluzione del margine continentale Antartico esposto nelle TAM [Goodge, 1995].

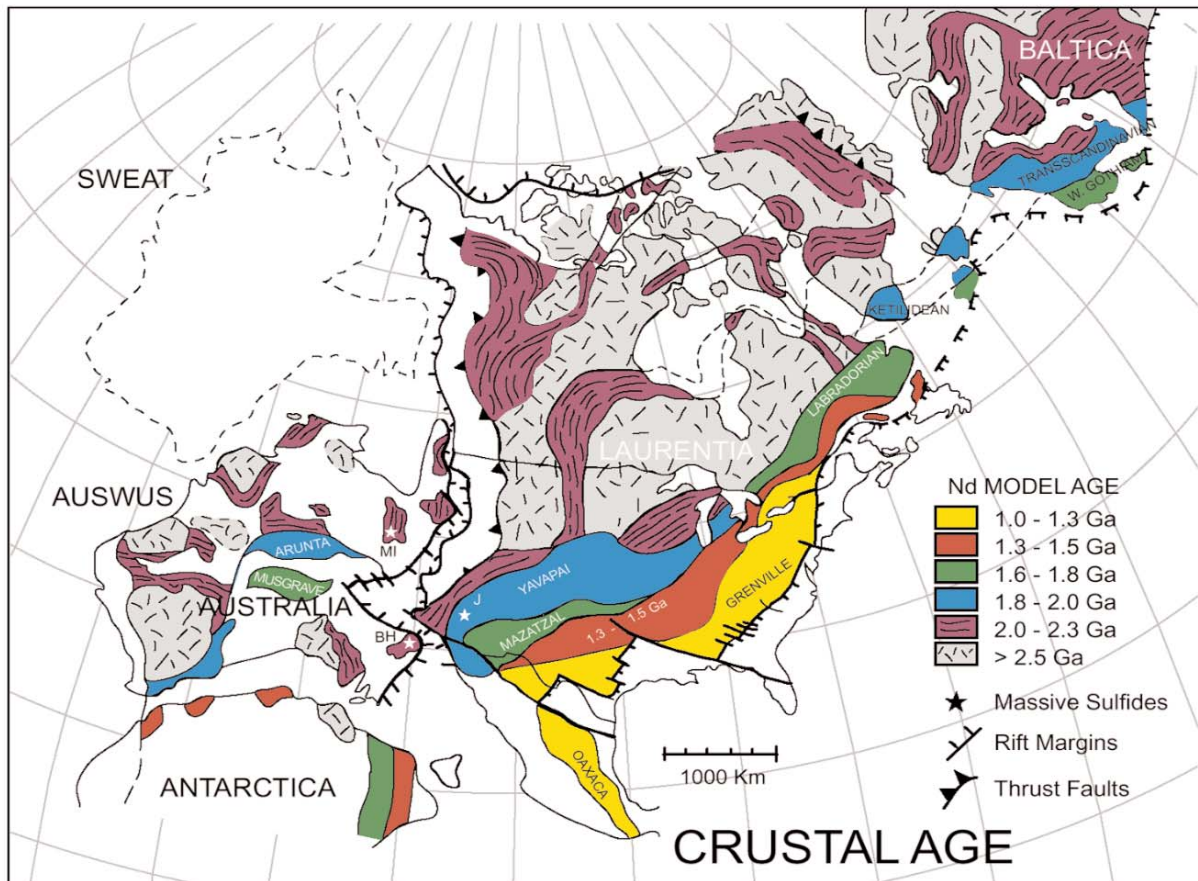


Figura 7. Ricostruzione di Rodinia tra 1.700 e 800 Ma, secondo l'ipotesi AUSWUS, basata sull'evoluzione tettonica dei cratoni che svolgono un ruolo chiave all'interno del supercontinente, confrontata con l'ipotesi SWEAT [Moore, 1991]. L'età crostale delle province è dedotta dai dati geocronologici Sm/Nd. I depositi massivi di solfuri presso Broken Hill (BH) sono simili ai depositi di Jerome (J) nell'Arizona centrale e Mount Isa (MI) in Nevada. da Karlstrom et al., [1999].

2.2. L'ipotesi AUSWUS

Il modello AUSWUS (Australia-Southwest U.S.) proposto da Karlstrom et al., [1999] rappresenta una prospettiva alternativa della relazione tra l'Australia, l'Antartide e il Laurentia in Rodinia. Questa ipotesi si differenzia fondamentalmente dal modello SWEAT per la diversa configurazione del margine occidentale del supercontinente (Fig. 7), con l'Australia che per gran parte del Proterozoico viene a trovarsi in una posizione adiacente agli Stati Uniti Sudoccidentali, piuttosto che col Canada settentrionale, mentre l'Antartide è spostata verso Sud rispetto al Laurentia [Powell et al., 1993].

Prima della collisione continente-continente avvenuta ~1.000 Ma, nell'ipotesi AUSWUS il margine meridionale di Laurentia fu per molto tempo (1.800÷1.000 Ma) un margine convergente, anche se in maniera episodica, che si estendeva dalla Groenlandia alla California meridionale producendo un insieme di cinture orogeniche ad andamento NE. Questi 800 Ma di storia orogenica sono stati utilizzati Karlstrom

et al., [1999] come impronte per identificare i cratoni che furono adiacenti durante il Proterozoico, stabilendo che i numerosi eventi orogenici e tettonici legati al margine convergente di Laurentia diventano più giovani verso Sud. E mentre l'Australia contiene la prosecuzione delle cinture orogeniche a Sudovest, la regione Baltica ne contiene la continuazione a Nordest. Quindi, questa ricostruzione sarebbe supportata dalle somiglianze geologiche con rocce Paleoproterozoiche che presentano composizione simile, e dalle storie tettoniche analoghe tra l'Australia e gli USA Sudoccidentali tra 1.800 Ma e 800 Ma, con una maggiore affinità per i poli paleomagnetici di Australia e Laurentia tra 1.450 e 1.000 Ma. I dati paleomagnetici, utilizzati per testare la validità della ricostruzione relativa al Paleoproterozoico (2.500–1.600 Ma), però, non convalidano inequivocabilmente il modello SWEAT o quello AUSWUS, soprattutto a causa della scarsità di dati che non consentono di individuare magnetizzazioni primarie [Karlstrom et al., 1999].

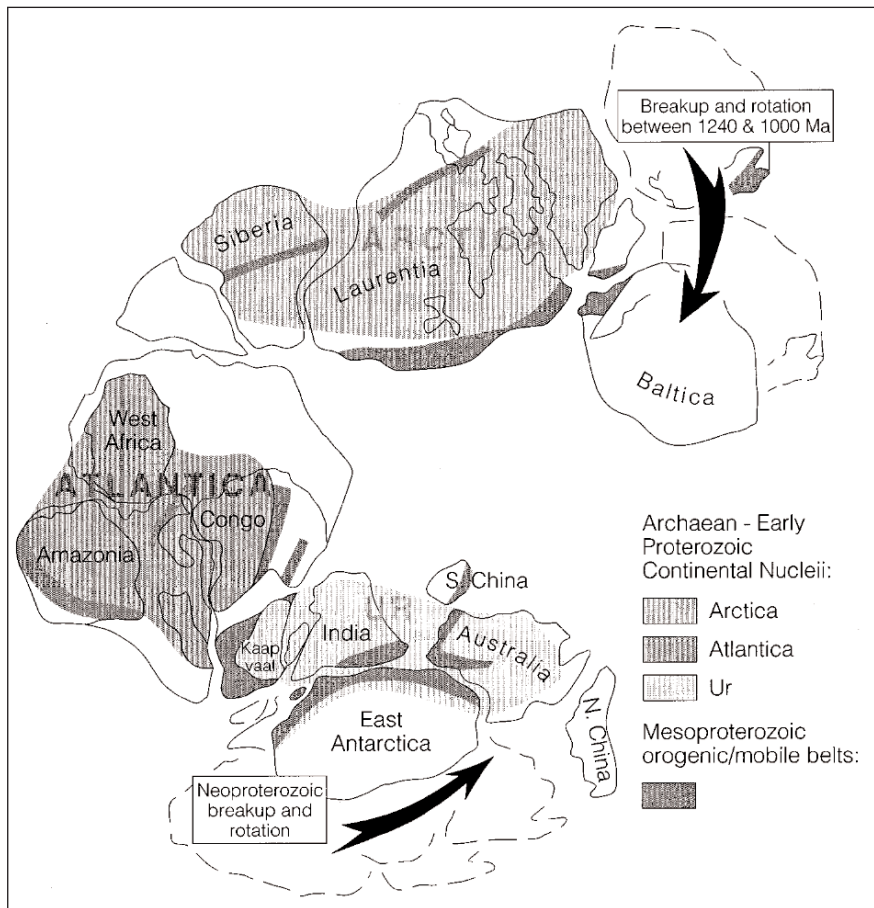


Figura 8. Ricostruzione del Paleopangea, con i movimenti dei precursori Paleo-Proterozoici, ottenuta mediante i dati paleomagnetici. Secondo questo modello il Gondwana sarebbe stato prodotto da movimenti relativamente piccoli, realizzati in gran parte da transpressioni sinistre, ed in accordo con i lineamenti tipici dell'orogenesi Pan-Africana.

La dispersione continentale sarebbe avvenuta al limite Neoproterozoico-Cambriano mentre le analogie tra Paleopangea e (Neo) Pangea implicano che i supercontinenti non sono agglomerati caotici di crosta continentale, ma sono la naturale conseguenza di episodici moti convettivi che interessano il mantello globalmente. da Piper [2000].

2.3. L'ipotesi del Paleopangea

I problemi legati alla ricostruzione di Rodinia hanno spinto Piper [2000] a mettere in discussione i capisaldi del modello "SWEAT" e proporre una configurazione Neoproterozoica alternativa a quella di Rodinia. L'ipotesi, derivata soprattutto da analisi dei dati paleomagnetici, è quella del Paleopangea (Fig. 8), un supercontinente simile al successivo Pangea. Questa soluzione, già proposta precedentemente [Piper, 1982] a quella di Rodinia, è stata ripresentata recentemente in quanto la ricostruzione di Rodinia pone parecchie e serie difficoltà, dovute in primo luogo all'assenza di correlazione paleomagnetica successive ai ~730 Ma.

Infatti, Piper [2000] sostiene che nonostante il break-up di Rodinia sia stato stimato proprio ~750-700 Ma, gli elementi chiave che lo individuano (rifting, magmatismo alcalino, subsidenza dei margini, indicazioni isotopiche e diversità della fauna), sono concentrati nei successivi 150 Ma, in prossimità del limite Neoproterozoico-Cambriano. C'è inoltre una difficoltà geometrica, poiché l'amalgamazione di Gondwana si realizzerebbe soltanto tramite eccezionali movimenti continentali, con relativa consunzione di crosta oceanica, in gran parte non confermati da prove oggettive. Nel suo modello, invece, Piper [2000] propone movimenti

relativamente piccoli e principalmente trascorrenti fra i blocchi continentali, chiamando in causa la loro dispersione soltanto in prossimità del limite Neoproterozoico-Cambriano.

Inoltre, nel Paleopangea, Australia e Nordamerica occidentale non sono prossimali, e la distribuzione di fasce orogeniche risalenti a 1.100 Ma viene spiegata mediante lineamenti coassiali ereditati da un precursore che risalirebbe al Paleo-Mesoproterozoico.

2.4. Il ciclo orogenetico Pan-Africano

Il riconoscimento di una tettonica Paleozoica diffusa nell'Antartide orientale, ha portato vari autori [Zhao et al., 1992; Shiraishi et al., 1994; Hensen e Zhou, 1997; Fitzsimons, 1997] a mettere in dubbio la validità dei modelli tradizionali in cui si ipotizza che il Gondwana orientale, amalgamato tra 1400÷900 Ma durante l'assemblaggio di Rodinia, sarebbe poi rimasto un blocco coerente tanto nel corso del break-up di Rodinia che nel corso della formazione di Gondwana [Fitzsimons, 2000].

È stato infatti suggerito che il Gondwana orientale possa rappresentare un collage di frammenti continentali accresciuti in maniera polifasica in gran parte tra 770 e 550 Ma [Torsvik et al., 1996] riflettendo così l'amalga-

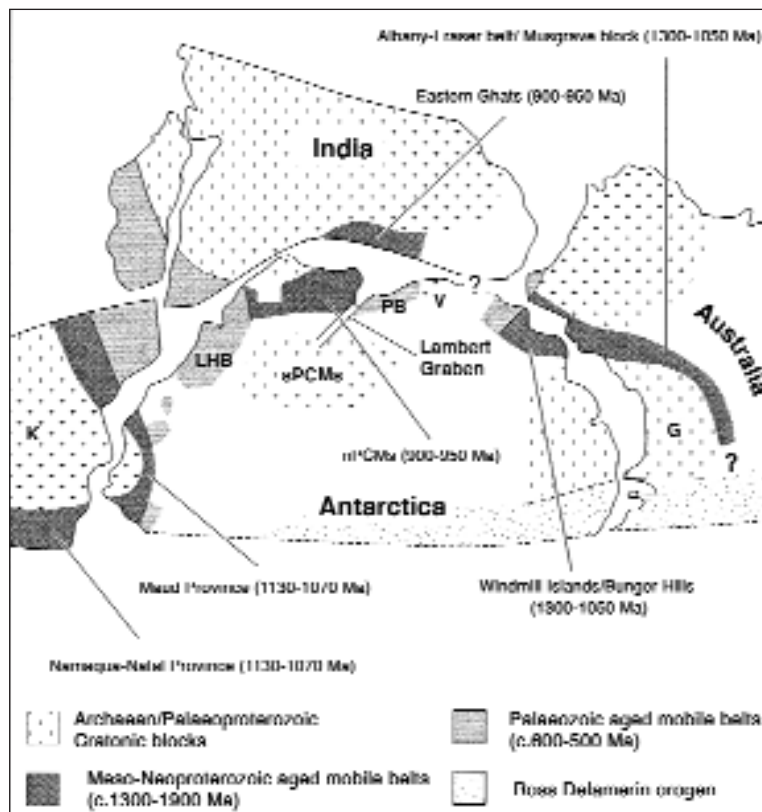


Figura 9. Ricostruzione dell'Antartide orientale e delle parti adiacenti di Gondwana con i blocchi cratonici Archeani-Paleo-Proterozoici, che in molte ricostruzioni vengono tra loro correlati, e le differenti età delle cinture orogeniche Meso/Neo-proterozoiche che secondo *Fitzsimons* [2000] sarebbero riconducibili a tre diverse province Grenvilliane; (1) Maud-Natal-Namaqua/Kaapaval-Zimbabwe; (2) PCM-Mawson Coast-Rayner Complex/Ghats Complex; (3) Windmill Islands-Bunger Hills/Albany-Fraser Complex. Nelle aree della Prydz Bay (PB) e della Lützow-Holm Bay (LHB) sono state recentemente riconosciute due cinture orogeniche Paleozoiche. Le altre abbreviazioni sono: G, Gawler craton; K, Kalahari craton; nPCMs, northern Prince Charles Mountains; sPCMs, southern Prince Charles Mountains; V, Vestfold Hills. da *Boger et al.*, [2000].

mazione finale di Gondwana.

Ad esempio, *Boger et al.*, [2000] sostengono che l'evento orogenico (990÷900 Ma) riconosciuto nella provincia formata da una parte dell'Antartide orientale (Montagne del Principe Carlo, costa di Mawson e Rayner Complex) e dell'India (Ghats Complex), è significativamente più giovane degli eventi individuati ad Ovest e ad Est di questa regione (Fig. 9). Vengono anche messe in evidenza le somiglianze delle province Maud, Natal e Namaqua col cratone Kaapaval-Zimbabwe dell'Africa meridionale e un cratone non esposto che si troverebbe sotto la calotta polare Antartica [*Jacobs et al.*, 1999]. E da altre correlazioni emerge anche la somiglianza tra la provincia Antartica di Wilkes (Windmill Islands e Bunger Hills in Fig. 9) e quella Australiana di Albany-Fraser [*Clark et al.*, 2000].

Appare così improbabile che queste cinture siano correlabili in un'unica e continua linea di sutura, come proposto tradizionalmente, ma forse rappresentano frammenti separati di cinture orogeniche Meso-Neoproterozoiche. Tant'è che *Fitzsimons* [2000] ipotizza che lo scudo dell'Antartide orientale sia stato prodotto dall'unione di tre separati orogeni collisionali d'età Grenvilliana, come messo in evidenza anche dalle correlazioni riportate in figura 9, prodotti dalla chiusura di altrettanti bacini oceanici, durante successive fasi tettoniche: l'amalgamazione sarebbe avvenuta attraverso vari

stadi in un periodo di ~450 Ma.

Gli eventi compresi tra 1.000 e 720 Ma, successivi all'aggregazione e precedenti al break-up di Rodinia, comprendono diffuse zone di taglio, magmatismo post-tettonico, estensioni, rifting e la formazione di cinture orogeniche intracontinentali. Fenomeni che hanno causato il risettaggio dei sistemi isotopici, e nei nuclei Archeani dell'Antartide orientale sono stati registrati principalmente sottoforma di dicchi [*Krynauw*, 1996].

Nell'accezione classica, si ritiene che ad essi sia legata anche la separazione del Laurentia dal blocco formato dall'Australia e dall'Antartide orientale, che più tardi diventerà il Gondwana orientale. Si tratta del primo stadio di break-up, una fase che iniziata con la frammentazione di Rodinia, taglia il supercontinente a metà creando ~725÷750 Ma, quello che sarebbe divenuto l'Oceano Pacifico [*Powell et al.*, 1993; *Dalziel et al.*, 1994]. Infatti, come il Laurentia iniziò ad allontanarsi, i frammenti cratonici dell'Amazzonia, dell'Africa occidentale e del Rio de La Plata, si staccarono dal Gondwana orientale e collisero creando la cintura orogenica Pan-Africana del Gondwana occidentale. Questa sequenza di eventi tettonici (Fig. 10) che porta all'assemblaggio del Gondwana, va sotto il nome di "ciclo orogenetico Pan-Africano", ed è presente oltre che in varie parti dell'Africa e del Madagascar (orogenesi Saldaniana) anche in Sudamerica (orogene-

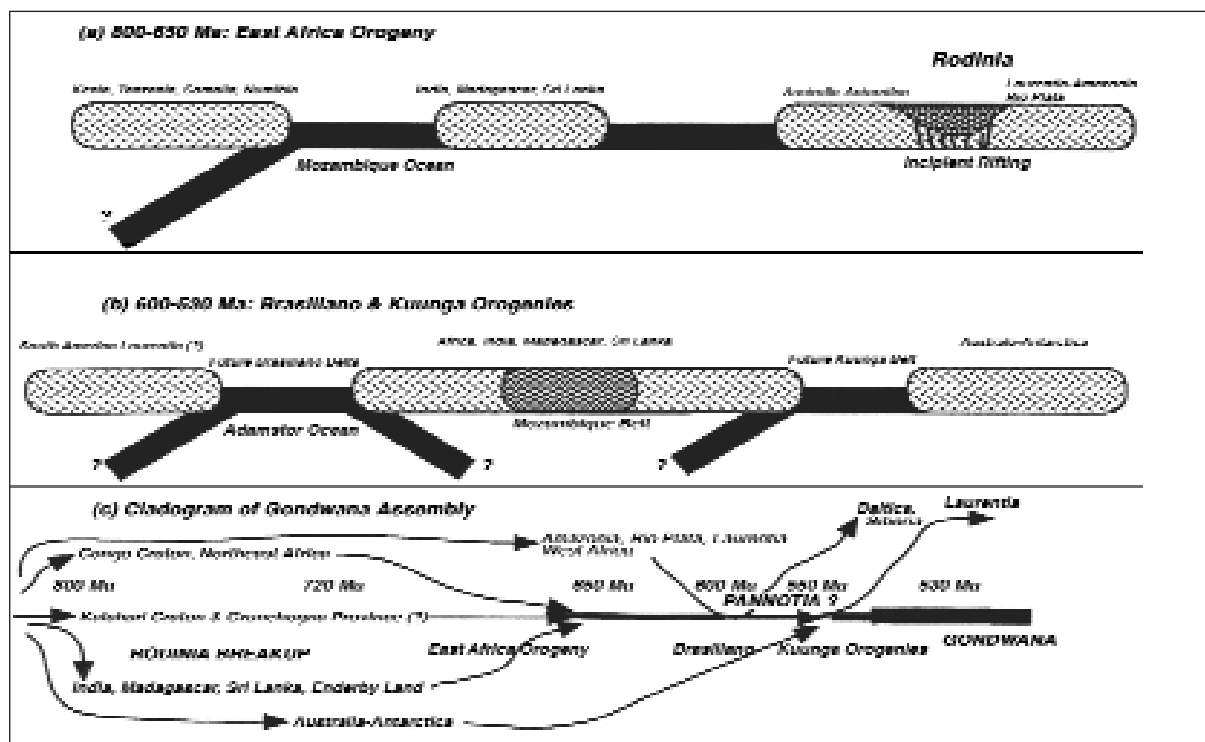


Figura 10. Schema che mostra gli eventi che portarono alla formazione di Gondwana (a): nel corso della chiusura dell'Oceano del Mozambico, poco prima di 680 Ma, tra l'Africa orientale ed elementi del Gondwana orientale, culminata nella collisione continente-continente avvenuta ~650 Ma. Questa collisione si sovrappone parzialmente con gli eventi del rifting nel Laurentia occidentale; (b) ipotetica sequenza di eventi avvenuti durante le orogenesi Brasiliana e Kuunga (600-530 Ma). La collisione del blocco Australia-Antartide col resto di Gondwana sarebbe avvenuta ~550 Ma e con molta probabilità il Gondwana fu completamente assemblato intorno ai 530 Ma; (c) cladogramma degli eventi tettonici che conducono alla formazione di Gondwana. da Meert e Van der Voo [1997].

si Brasiliana), Antartide (orogenesi di Ross), e in misura minore in India e in Australia (orogenesi Delameriana) [Meert e Van der Voo, 1997]. Il termine Pan-Africano, però, non viene usato per indicare soltanto gli eventi collisionali che portano alla sutura del Gondwana occidentale, ma è legato anche agli eventi estensivi che dominarono il Neoproterozoico, nonché le fasi legate al break-up di Gondwana [Unrug, 1997].

Quindi, la formazione di Gondwana secondo Meert e Van der Voo [1997] potrebbe essere ricondotta ad almeno tre distinti episodi tettonici (Fig. 10):

1. L'orogenesi dell'Africa orientale (East Africa Orogeny in Fig. 10) che fu il primo importante evento avvenuto tra 800 e 650 Ma, e portò alla formazione della cintura orogenetica del Mozambico (Mozambique Belt in Fig. 10), uno degli elementi chiave nella tettonica del Gondwana, e alla conseguente chiusura dell'Oceano del Mozambico a causa della collisione di India, Madagascar e Sri Lanka con l'Africa orientale; allo stesso tempo sarebbe intervenuto il break-up di Rodinia, datato approssimativamente 750-700 Ma, che inizia con la se-

parazione tra Laurentia occidentale e Gondwana orientale.

2. L'orogenesi Brasiliana (Brasiliano Orogeny in Fig. 10) che tra i 660 e i 530 Ma registra la collisione tra i nuclei cratonici dell'Africa e del Sudamerica;

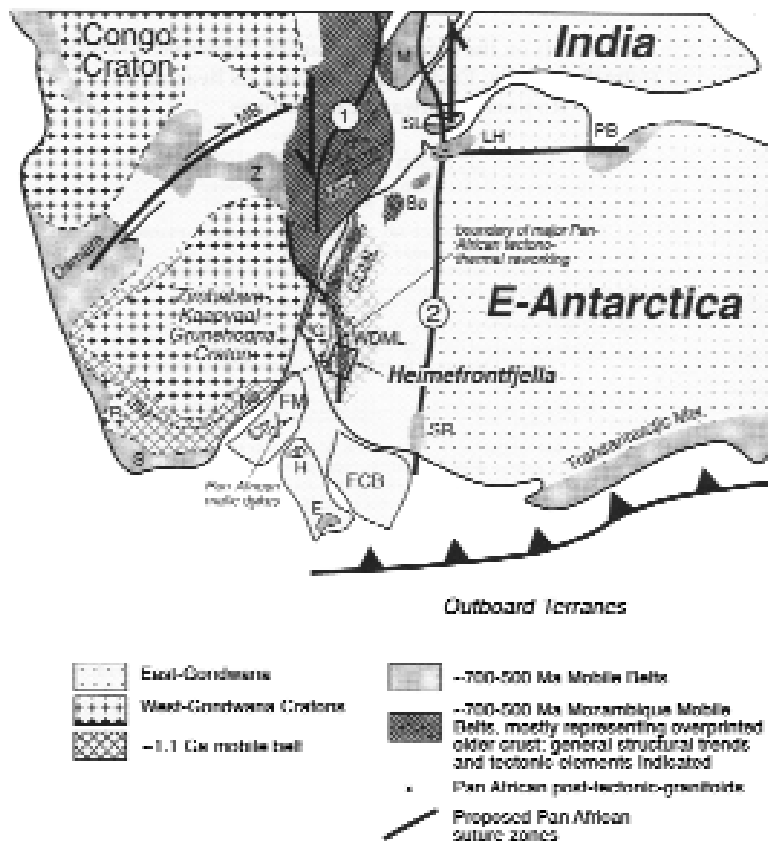
3. L'orogenesi Kuunga (Kuunga Orogeny in Fig. 10) che risale ~550 Ma e potrebbe essere il risultato della collisione tra il blocco Australia-Antartide col resto di Gondwana.

A tal riguardo sono di particolare interesse le numerose datazioni riconducibili a ~550 Ma e relative a formazioni di granuliti provenienti dall'India e dal Madagascar meridionali, dallo Sri Lanka, dal Mozambico e da parti dell'Antartide orientale: potrebbero riflettere una collisione continente-continente in quella regione di Gondwana [Meert e Van der Voo, 1997 e ref. ivi citate].

Il concetto di una semplice collisione tra le due province di Gondwana, come viene solitamente trattato l'assemblaggio di Gondwana, appare però riduttiva e, nei modelli più recenti, la formazione del Gondwana occidentale viene attribuita alla collisione di vari nuclei cratonici

Figura 11. Ricostruzione di Gondwana che evidenzia le principali cinture orogeniche Pan-Africane e la zona di sutura che, attraverso il Mozambico, segna la zona di collisione tra Gondwana orientale e occidentale. Questa potrebbe interessare l'Antartide orientale (1) attraverso Heimefrontfjella [Shackleton, 1996] oppure (2) nell'area Lützow Holm Bay [Grunow et al. 1996]. Le abbreviazioni sono: **CDML**, central Dronning Maud Land; **EM**, Ellsworth Mountains; **FCB**, Filchner crustal block; **FM**, Falkland microplate; **G**, Grunehogna Archean Craton; **E**, Ellsworth Mountains; **H**, Haag Nunatak; **K**, Kirwanveggen; **LH**, Lützow Holm Bay; **MB**, Mwembeshi Shear Zone; **Na-Na**, Namaqua-Natal Belt; **PB**, Prydz Bay; **R**, Richtersveld Craton; **M**, Madagascar; **Moz**, Mozambique Belt; **S**, Saldania Belt; **SL**, Sri Lanka; **Søm**, Sør Rondane; **SR**, Shackleton Range; **WDML**, western Dronning Maud Land; **Z**, Zambesi Belt.

da Jacobs et al., [1999] modificato.



durante una sequenza di eventi orogenici avvenuti tra 680 e 480 Ma [Torsvik et al., 1996].

Diverse sono le ipotesi anche relativamente alla linea di sutura che segna questo passaggio: potrebbe interessare alcune aree dell'Antartide orientale, quali Heimefrontfjella e la baia di Lützow Holm Bay (Fig. 11).

La prima rappresenta la parte più occidentale del basamento, il quale affiora nella Terra della Regina Maud ed è formato da rocce che risalgono in gran parte a ~1.100 Ma, comprese in una fascia orogenica situata a Sudest del cratone Archeano Zimbabwe-Kaapaval-Grunehogna. La parte occidentale, nel contesto di Gondwana, può essere correlata con rocce di età analoga esposte nella microplacca Falkland, nel complesso Cape Meredith e nella provincia metamorfica Sudafricana Namaqua-Natal [Jacobs et al., 1999]. L'area della baia di Lützow Holm Bay, invece, è caratterizzata da metamorfiti che raggiungono la facies delle granuliti anche nel Cambriano, e nella ricostruzione di Gondwana è stata correlata con parti dello Sri Lanka [Krynauw, 1996].

2.5. Il margine passivo

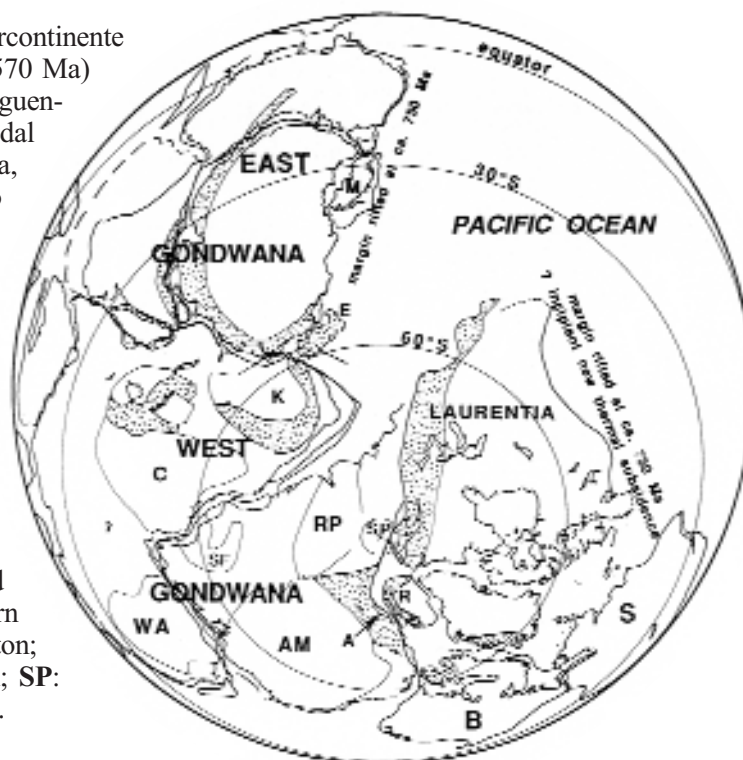
Durante il Neoproterozoico, si formarono migliaia di chilometri di nuovi margini continentali, a seguito del break-up del superconti-

nente di Rodinia [Moore, 1991; Dalziel, 1991]. La gran parte di questi margini restò in uno stato passivo durante il Paleozoico inferiore, e portò all'accumulo di spesse sequenze sedimentarie a causa della subsidenza termica e dell'assottigliamento litosferico che si presentò durante la fase di rift.

Nell'Antartide orientale, il rifting legato all'orogenesi di Ross inizia ~750 Ma e porta alla deposizione di sequenze tipiche di margine passivo, presente nel Proterozoico superiore lungo il margine Pacifico di Gondwana. Questo resta individuato dalle successioni sedimentarie carbonatiche di mare poco profondo e dalle torbiditi di acque profonde, che iniziano a depositarsi durante il rifting dello scudo Antartico, probabilmente in una serie di depocentri indipendenti che, presenti lungo il margine passivo, in alcuni casi superano anche i 10 km di spessore, come nelle Patuxent Formation (vedi Fig. 15), una sequenza torbidity nelle Montagne di Pensacola coperta in discordanza da calcari Cambriani [Stump, 1995].

All'evento, provocato dalla separazione tra Gondwana e Laurentia (Fig. 12) sarebbero associate anche magmatiti, come ad esempio quelle che, sotto forma di basalti a cuscini e gabbrì datati ~760 Ma, sono presenti nella Goldie Formation, una formazione spessa ~7.000 m e composta di quarziti, grovacche, argilliti ed are-

Figura 12. Ricostruzione del supercontinente che nel Neoproterozoico superiore (570 Ma) includeva Laurentia e Gondwana, seguendo il rifting del Laurentia occidentale dal blocco Antartide orientale/Australia, l'apertura del bacino dell'Oceano Pacifico, e l'amalgamazione di Gondwana. Da notare che alcuni dei bacini Pan- Africani-Brasiliiani, potrebbero non essere stati completamente chiusi alla fine del pre-Cambriano. Le aree ombreggiate rappresentano le cinture orogeniche Grenvilliane. Le abbreviazioni sono: **A**, Arequipa Massif; **AM**, Amazonian craton; **B**, Baltica; **E**, Ellsworth-Whitemore Mountains; **K**, Kalahari craton; **M**, Marie Byrd Land; **R**, Rockall Bank e northern British Isles; **RP**, Rio de la Plata craton; **S**, Siberia; **SF**, Sao Francisco craton; **SP**, South Pole; **WA**, West African craton. da *Dalziel et al.*, [1994].



narie che affiora presso il ghiacciaio di Beardmore, nelle TAM centrali. Lo stesso scudo faceva probabilmente da fonte per la spessa sequenza di rocce sedimentarie che sarebbero state in seguito deformate e metamorfosate, e che sono presenti pressochè per l'intera lunghezza delle TAM [Laird, 1991a; Stump, 1995].

2.6. L'orogenesi di Beardmore

La subsidenza, che caratterizzò a lungo i bacini dei margini continentali, terminò tra 660 Ma e 580 Ma, a causa degli eventi compressivi legati all'ipotetica orogenesi di Beardmore (Proterozoico superiore-Cambriano inferiore).

Questo evento resterebbe individuato da una discordanza, diffusa attraverso le TAM, che separa gli strati fortemente piegati del Proterozoico superiore da quelli sovrastanti meno deformati e fossiliferi del Cambriano inferiore e medio. Deformazioni e metamorfismo riconducibile a questa fase sarebbero diffuse nell'area del ghiacciaio di Beardmore (Beardmore Group), nelle Montagne di Pensacola (Patuxent Formation), ed anche tra il ghiacciaio di Byrd e la Terra Vittoria settentrionale [Elliot, 1975; Laird, 1991a]. Magmatismo associato a questo evento è stato documentato nella Terra Vittoria e nelle TAM centrali [Goodge et al., 1993].

Secondo alcuni autori [Goodge, 1997; Rowell et al., 1992], però, le deformazioni attribuite all'evento di Beardmore sarebbero avvenute

nelle nel Cambriano inferiore, e piuttosto che ad un'orogenesi del Neoproterozoico, potrebbero rappresentare fasi deformative riconducibili all'evento di Ross, ritenuta la più antica delle orogenesi Fanerozoiche [Storey et al., 1996a].

2.7. Il Pannotia

Tra il break-up di Rodinia e la formazione di Gondwana potrebbe esserci stato un ristretto periodo di tempo, vicino al limite del Cambriano inferiore (~570 Ma), in cui si formò un supercontinente chiamato Pannotia. Evento che potrebbe essersi verificato soltanto se il Gondwana era già aggregato prima di 550 Ma, e se il Laurentia era ancora riunito all'Amazzonia [Powell e Young, 1995]. Quindi, se il supercontinente Pannotia è esistito, esso comprendeva le due entità formate dal Gondwana e dal Laurentia, la cui separazione, nel Cambriano inferiore, portò alla formazione dell'Oceano Iapetus. Allo stesso tempo il Laurentia si separava dagli scudi Baltico, dell'Amazzonia, e del Rio de La Plata (Fig. 12, 13) [Powell et al., 1993]. Questa fase viene riferita al "ciclo orogenetico Pannotios" che include tutti gli eventi tettonici di Gondwana dal Neoproterozoico al Paleozoico inferiore [Dalziel, 1997; Grunow et al., 1996; Stump, 1999].

Nell'accezione classica, però, l'assemblaggio del Gondwana, si sarebbe completato ~530 Ma, nel Paleozoico inferiore [Meert e Van der Voo, 1997; Unrug, 1997].



Figura 13. Ricostruzione del Gondwana 520 Ma, dove con l'asterisco viene indicata la distribuzione delle Archeociatidi, fossili Cambriani con caratteri affini a spugne e coralli.

La distribuzione delle Trilobiti, artropodi marini Paleozoici estinti nel Permiano, è basata sulla loro diffusione ed evoluzione che, con oltre 2.000 specie, consente di creare delle suddivisioni di età. Così aree con trilobiti sono indicate da linee orizzontali (olenellid), verticali (redlichiid) ed incrociate (bigotnid) mentre con le lettere (V), (C) e (T) sono riportate, rispettivamente, le posizioni delle province delle trilobiti di Viking, Columbia e Tollchuticook.

Le abbreviazioni sono AV: Avalonia; B: Baltica; E: Ellsworth-Whitmore Mountains; ES: European Shelf; M: Marie Byrd Land; NC: North China; OT: Occidentalia Terrane; SB: South Britain; SC: South China; SP: South Pole.

da Dalziel *et al.* [1994]

3. Il Paleozoico

Nel Paleozoico inferiore si verificò il progressivo spostamento di tutto il Gondwana, ancora riunito in un unico supercontinente, verso latitudini polari. Una ricostruzione della possibile distribuzione delle masse continentali nel Cambriano, che colloca l'Antartide in prossimità dell'equatore, è mostrata in figura 13, dove ne sono messi in evidenza anche i margini. Infatti, i margini dell'Antartide, tra il Neoproterozoico ed il Paleozoico vennero interessati da processi tettonici che produssero differenti tipi di cinture orogeniche [Tessensohn *et al.*, 1999] come il margine paleo-Pacifico di Gondwana che rappresenta la più estesa cintura orogenica della storia della Terra. Questa è caratterizzata, lungo le TAM, da uno stile tettonico variabile sia spazialmente che temporalmente, con regioni che registrano deformazioni compressive associate a subduzioni, coeve con sedimentazione di piattaforme carbonatica e tettonica estensiva o di margine passivo [Stump, 1995].

A questa fase sono associati gli eventi orogenici di Beardmore, di Ross ed i possibili eventi di Borchgrevink e di Shackleton che potrebbero rappresentare gli effetti del margine attivo lungo le TAM. Restano da stabilire, però, le precise relazioni temporali con le relative interpretazioni tettoniche [Curtis e Storey, 1996] anche perché rocce del Paleozoico inferiore e medio, in Antartide, sono piuttosto ristrette e

concentrate soprattutto lungo le TAM, la Terra di Marie Byrd e le Montagne di Ellsworth. Tant'è che queste regioni sono state anche raggruppate in due principali province tettonico-sedimentarie: le province delle TAM e del Mare di Ross. La Terra di Marie Byrd e quasi tutta la Terra Vittoria settentrionale, formavano parte di una singola provincia, probabilmente alloctona, che includeva anche il Campbell Plateau, la parte occidentale della Nuova Zelanda meridionale e forse anche parte dell'Australia meridionale e della Tasmania.

Le rocce affioranti lungo le TAM e le Montagne di Ellsworth, dallo Shackleton Range al ghiacciaio di Byrd, erano invece parte di un'altra provincia caratterizzata da eventi tettonici simili, così come simili erano gli ambienti di sedimentazione [Laird, 1991b].

Però, la posizione delle Montagne di Ellsworth nel Cambriano è controversa, con vari autori [Curtis e Storey, 1996; Grunow *et al.*, 1996; Dalziel, 1997] che la posizionano tra l'Africa meridionale e l'Antartide orientale (Terra di Coats) lontano dalle cinture orogeniche del Paleozoico inferiore. Questo perché ritengono che l'evoluzione delle Montagne di Ellsworth differisce significativamente da quella delle TAM, in quanto le prime non presentano deformazioni riconducibili all'orogenesi di Ross e contengono ~13 km di sedimenti pressoché concordanti, dal Cambriano medio al Permiano inferiore, mentre presenterebbero de-

formazioni Mesozoiche legate all'orogenesi Gondwaniana.

Secondo *Duebendorfer e Rees* [1998], invece, la formazione dell'Heritage Range nelle Montagne di Ellsworth, presenta eventi deformativi riconducibili al Cambriano e perciò, a quell'epoca il blocco crostale EWM potrebbe essersi trovato lungo il margine paleo-Pacifico del Gondwana, insieme ad altri due terranes con cui presenta forti analogie geologiche: il Queen Maud Terrane, nelle TAM centrali, e il Bowers Terrane, nella Terra Vittoria settentrionale. Similitudini che portano ad ipotizzare la presenza di un terrane più grande, formato dai tre blocchi (Fig. 14) all'esterno della Terra di Coats, che si estendeva lungo il margine verso le Montagne di Pensacola. Infatti, lungo il margine paleo-Pacifico di Gondwana, tutti i terranes esterni sono caratterizzati da grandi volumi di monotone sequenze di arenarie e mudstones. Ed una questione chiave, per capire l'evoluzione di questo margine, è legata proprio all'individuazione delle fonti di queste sequenze uniformi e massive [*Ireland et al.*, 1998]

3.1. La piattaforma carbonatica del Cambriano

Nel Cambriano inferiore, lungo il margine dell'Antartide orientale che corrisponde alle attuali TAM, si formò un mare epicontinentale largamente esteso anche all'Antartide occidentale, almeno tra il ghiacciaio di Byrd e l'Argentina Range (Fig. 15). In quest'area era diffusa una sedimentazione di piattaforma continentale che si sviluppava per ~1.200 km, ai margini del cratone dell'Antartide orientale, verso il Mare di Weddell [*Rowell et al.*, 1992]. Tra i ghiacciai di Beardmore e di Byrd, la successione è costituita dai calcari di Shackleton, una sequenza carbonatica spessa ~9.000 m che include anche una bioerma di archeociatidi, particolarmente abbondanti nella parte inferiore della sequenza. Questo suggerisce che la linea di costa era molto bassa e che solo pochi sedimenti vennero trasportati nella parte interna del bacino ora osservato. Inoltre, la linea di costa, sulla parte adiacente al cratone, si sarebbe allontanata dal cratone stesso, cosicché dal Cambriano superiore si depositò una spessa sequenza di clasti marini, probabilmente provenienti dalle terre ora rialzate [*Elliot*, 1975].

Le Montagne di Pensacola, invece, solo tra il Cambriano medio e superiore diventano un'area d'accumulo per sedimenti carbonatici di mare poco profondo [*Stump*, 1995].

All'esterno di queste successioni carbonatiche di piattaforma, si estendeva una zona di

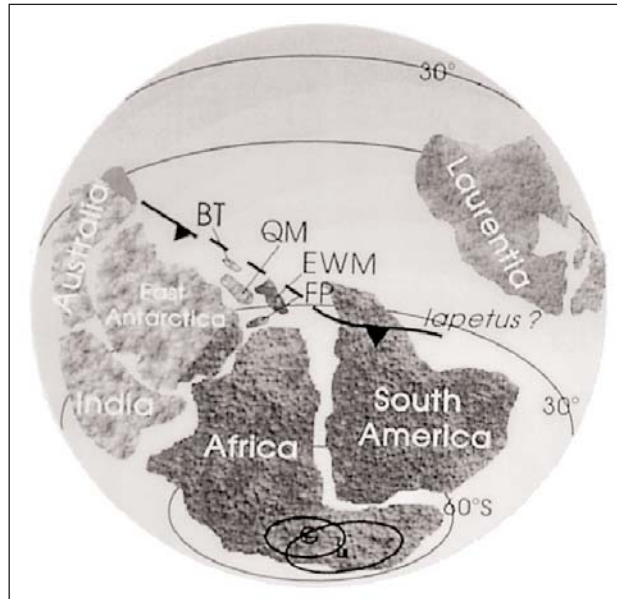


Figura 14. Ricostruzione di Gondwana nel Cambriaco superiore con l'individuazione dei terranes alloctoni: **BT**, Bowers Terrane; **EWM**, Ellsworth-Whitmore Mountains Terrane; **FP**, Falkland Plateau; **QM**, Queen Maud Terrane. da *Duebendorfer e Rees* [1998].

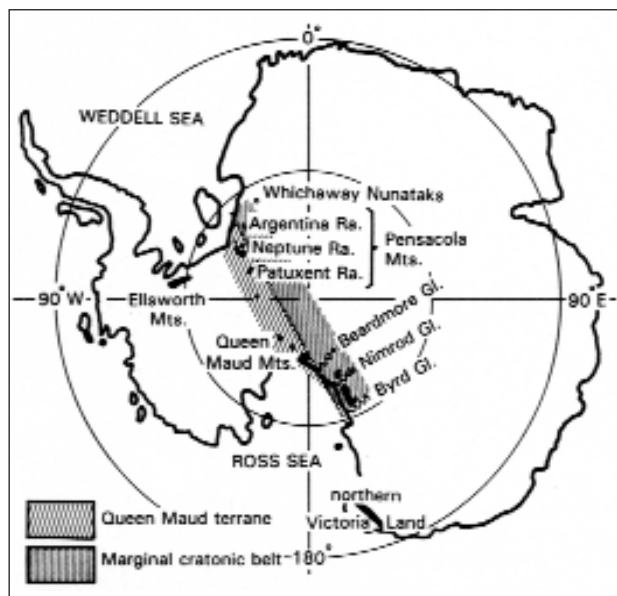


Figura 15. Mappa dell'Antartide che mostra la distribuzione (aree in nero) di rocce sedimentarie e vulcanoclastiche nel Cambriano lungo le TAM e le Montagne di Ellsworth. La piattaforma carbonatica del Cambriaco inferiore è confinata alla cintura del margine cratonico. Tra il Mare di Weddell e il ghiacciaio di Byrd, gli affioramenti Cambriani possono essere raggruppati in base alle loro differenti registrazioni stratigrafiche, separando le sequenze vulcaniche da quelle che non lo sono, in due cinture sub-parallele alle TAM, rispettivamente il Queen Maud Terrane e il Marginal cratonic belt. da *Rowell et al.*, [1992].

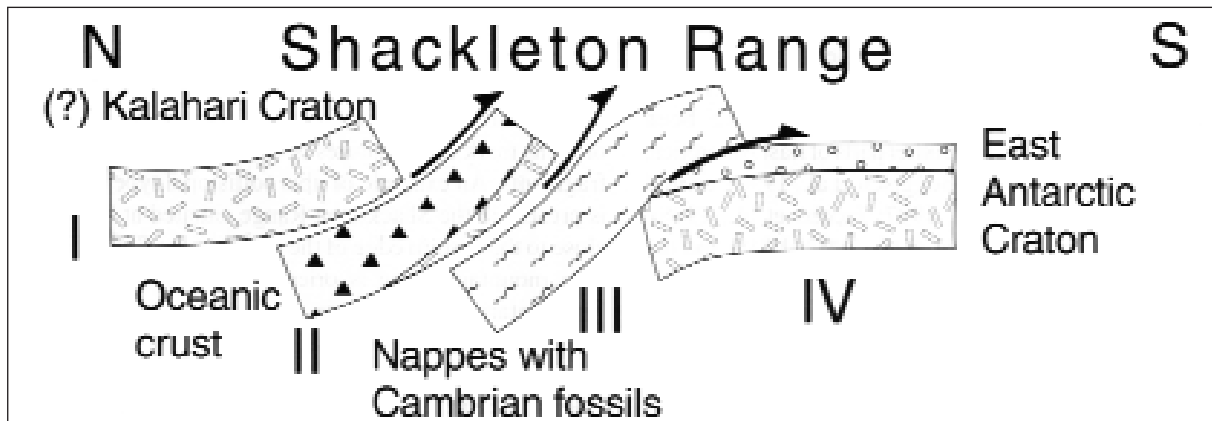


Figura 17. Sezione schematica attraverso lo Shackleton Range centrale che ne mostra le strutture e le maggiori unità tettoniche. Il basamento Proterozoico dell'unità (I) è ritenuto parte del cratone Kalahari. L'unità (II) contiene relitti ofiolitici di crosta oceanica (tracce dell'Oceano del Mozambico?). L'unità (III) comprende rocce metasedimentarie, prodotte da deformazioni riconducibili all'orogenesi di Ross, e contenenti fossili Cambrii. L'unità (IV) forma l'avampaese del cratone dell'Antartide orientale. La formazione dell'orogene collisionale nello Shackleton Range potrebbe essere associata all'amalgamazione del Gondwana orientale e occidentale a seguito della chiusura dell'Oceano del Mozambico. da *Tessensohn et al.*, [1999].

Nella Terra Vittoria e nella Terra di Marie Byrd, invece, non c'è nessuna evidenza di una sedimentazione continua tra il Cambriano e l'Ordoviciano e, contrariamente alle TAM e alle Montagne di Ellsworth, queste aree vennero diffusamente interessate, tra il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore, da intrusioni granitoidi e da vulcanismo acido [Laird, 1991b]. Questo significa che compressione e magmatismo legati all'orogenesi di Ross potrebbero essere associati alla subduzione pre-Ordoviciano, di un proto Oceano Pacifico, diretta verso Ovest lungo il margine orientale del cratone Antartico [Elliot, 1975] che sarebbe terminata accrescendo il margine cratonico mediante la messa in posto di un terrane [Woolfe e Barrett 1995].

A causa dell'assenza di complessi d'accrescimento, però, l'ipotesi della subduzione è legata alle deformazioni compressive ed ai graniti di tipo S ed I (entrambi prodotti per anatessi, ma i primi generati per cristallizzazione di fusi granitici derivati dalla rifusione di rocce sedimentarie prodotte dal weathering, i secondi legati a rocce vulcaniche) del Granite Harbour Intrusive Complex, interpretati come un batolite messosi in posto nel Cambriano superiore, a seguito della subduzione [Storey et al., 1996a]. Ipotesi supportata anche dalla presenza di detriti vulcanici nelle Montagne di Ellsworth (formazione Crashite Quarzite) e dall'attività plutonica nella Terra di Marie Byrd. E proprio in base alla distribuzione del vulcanismo, nel Devoniano il margine paleo-Pacifico si sarebbe trovato nei terreni attualmente occupati dalla Terra Vittoria settentrionale e dalla Terra di Marie Byrd [Bradshaw, 1991].

3.3. L'evento di Shackleton

A differenza della situazione registrata nelle TAM durante la messa in posto dell'orogene di Ross, dove l'associazione accrezione-subduzione è tipica di una tettonica attiva lungo il margine esterno del Gondwana, in altre aree del cratone ci sarebbero tracce di orogeni collisionali che segnano le principali suture tra differenti frammenti del Gondwana [Tessensohn e Thomson 1999]. Un esempio di questi orogeni collisionali è presente nello Shackleton Range, situato a 80-81° S e 19-31° W, vicino al margine esterno della piattaforma galleggiante di Filchner, nel Weddell Sea Embayment (Fig. 16).

La geologia dell'area, piuttosto complessa, in uno schema semplificato può essere suddivisa in quattro unità (Fig. 17): l'unità (I), un basamento metamorfico di alto grado, infracrostale, rimobilizzato durante l'ultimo evento Pan-Africano coevo all'evento orogenico di Ross nelle TAM; l'unità (II), un complesso ofiolitico, relitto di una crosta oceanica più antica di 500 Ma; l'unità (III), un'associazione di metamorfiti sopracrostali (quarziti, marmi e metapeliti) che presenta caratteristiche sedimentarie complessive simili a quelle di un margine passivo, con eventi deformativi riconducibili all'età di Ross; l'unità (IV), che individua il basamento costituito da rocce metamorfiche e magmatiche risalenti almeno al Proterozoico medio, e interpretate come un avampaese passivo indeformato, appartenente al vecchio scudo Antartico, e sul quale l'unità (III) sovrascorse verso Sud nel Cambriano superiore.

Così, l'ambiente geotettonico dell'età di Ross nello Shackleton Range, orientato ad an-

golo retto rispetto le TAM, sembra essere il risultato di un evento collisionale prodotto dall'interazione di due cratoni (Gondwana orientale e occidentale?): all'esterno il cratone Kalahari rimobilizzato nel corso dell'evento di Ross e all'interno il cratone dell'Antartide orientale che agisce come un avampaese passivo [Tessensohn *et al.*, 1999]. A supporto di questa ipotesi, vengono inoltre richiamati gli andamenti NNE della fascia orogenica nella Terra della Regina Maud (Kirwan, Heimefrontfjella, Vestfjella in Fig. 18b), e situati a ridosso dello Shackleton Range: si presume che siano collegati alla cintura orogenica del Mozambico, ritenuta a sua volta legata alla collisione tra Gondwana orientale ed occidentale [Shackleton, 1996].

3.4. Kukri penepplain, Beacon Supergroup e Ferrar Group

All'orogenesi segue un periodo di inattività tettonica che permette, probabilmente nel

Siluriano, lo sviluppo di una superficie d'erosione regionale pressoché orizzontale (Kukri peneplain in Fig. 18a), che rappresenta il limite fisico e temporale della stessa orogenesi.

Infatti, esposto diffusamente lungo ~3.000 km delle TAM, il penepiano di Kukri separa il basamento cristallino dell'Antartide orientale da formazioni pressoché sub-orizzontali, praticamente indisturbate: il Beacon Supergroup (sedimentario) e il Ferrar Group (magmatico) che rappresentano in Antartide le caratteristiche sequenze gondwaniane (Fig. 18). L'importanza di tale successione risiede nel fatto che individua l'intervallo tra l'orogenesi di Ross, di età Ordovicianica, e l'inizio del magmatismo (Ferrar Group) di età Giurassica, che si ritiene abbia preceduto il break-up del Gondwana [Dalziel *et al.*, 1987].

I depositi del Beacon Supergroup sono formati da successioni sedimentarie in gran parte d'origine continentale, per lo più sub-orizzontali e spesso ~2,5÷3,5 km, nelle TAM in dis-

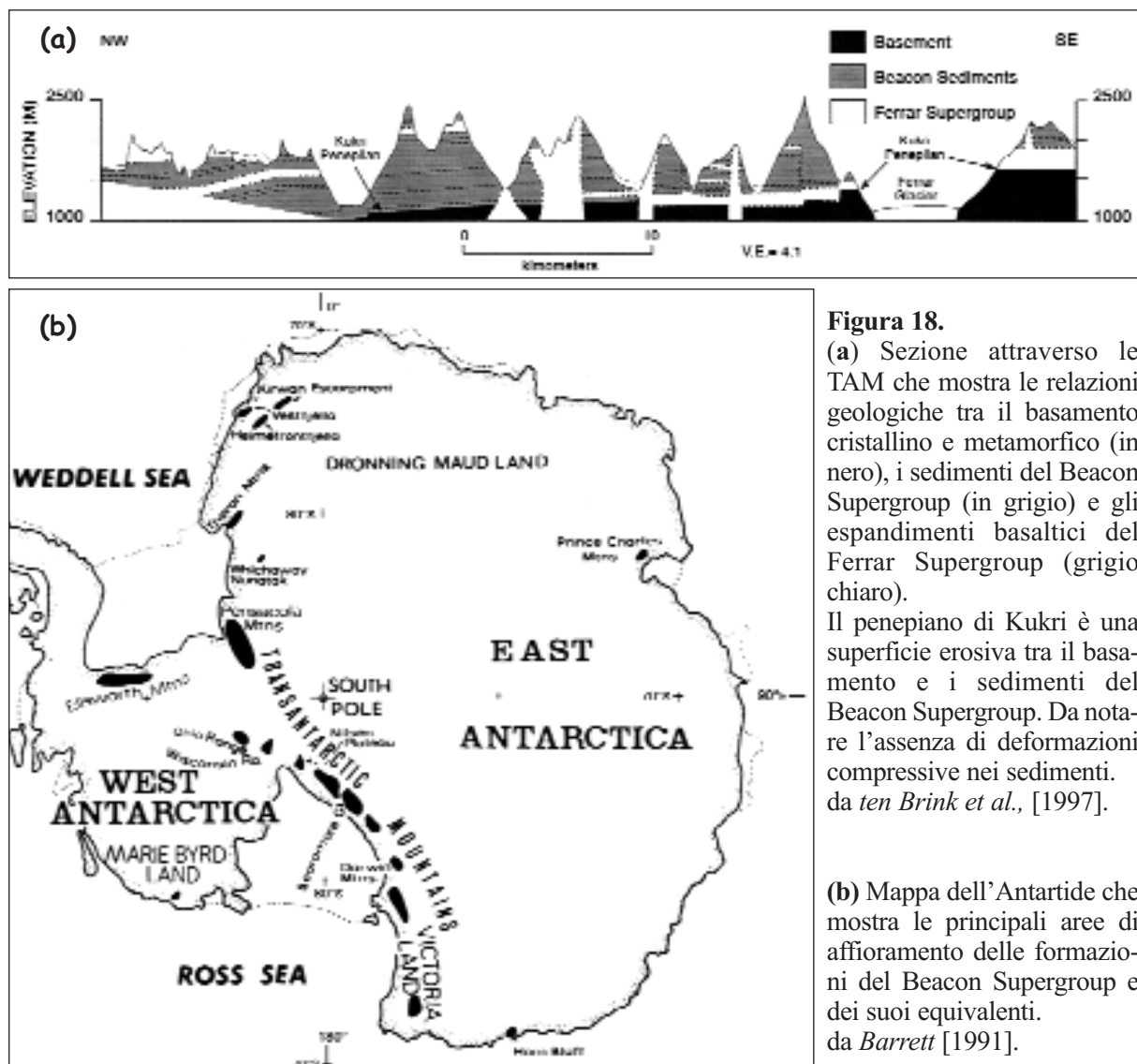


Figura 18.

(a) Sezione attraverso le TAM che mostra le relazioni geologiche tra il basamento cristallino e metamorfico (in nero), i sedimenti del Beacon Supergroup (in grigio) e gli espandimenti basaltici del Ferrar Supergroup (grigio chiaro).

Il penepiano di Kukri è una superficie erosiva tra il basamento e i sedimenti del Beacon Supergroup. Da notare l'assenza di deformazioni compressive nei sedimenti. da *ten Brink et al.*, [1997].

(b) Mappa dell'Antartide che mostra le principali aree di affioramento delle formazioni del Beacon Supergroup e dei suoi equivalenti. da *Barrett* [1991].

cordanza sull'Ordoviciano e sulle rocce più antiche. La successione si sviluppò a partire dal Devoniano fino al Triassico (Fig. 18a) e, iniziata a depositarsi dalla Terra Vittoria meridionale all'Ohio Range, è divisa in due gruppi: il Taylor Group, una sequenza di arenarie quarzose di età Devonica, e il Victoria Group, una sequenza eterogenea che si accumulò dal Carbonifero superiore al Giurassico inferiore che include arenarie, scisti, conglomerati, carbone e letti glaciali [Barrett, 1991]. Con molta probabilità, i sedimenti del Taylor Group vennero depositati in un ambiente di acqua dolce, e furono originati dall'erosione di una massa continentale di rocce simili a quelle che costituiscono il basamento dell'Antartide orientale, sotto condizioni aride o semiaride [Campbell e Claridge, 1987].

Dopo la deposizione di siltiti, contenenti fossili di pesci d'acqua dolce dell'Ordoviciano medio, dovrebbe esserci stata un'interruzione della fase erosiva, seguita o causata da un periodo glaciale tra il Carbonifero superiore ed il Permiano inferiore. I sedimenti glaciali affiorano in varie località lungo le TAM, le Montagne di Pensacola e di Ellsworth, ed includono alternanze di tilliti, arenarie, scisti e calcari: stanno ad indicare fasi di avanzata e ritiro della calotta glaciale continentale [Collinson, 1997].

E depositi glaciali del Permiano indicano, nella Terra Vittoria settentrionale, l'inizio della sedimentazione del Beacon Supergroup [Barrett, 1991], una fase che interessa anche il Sudafrica, le Montagne di Ellsworth, le TAM e l'Australia orientale. La fine della glaciazione (~275 Ma) è segnata da un'improvvisa interruzione dei depositi glaciali e dalla presenza di scisti scuri che vanno dalle TAM alle Montagne di Ellsworth e che si estendono anche nel Sudafrica e nel Sudamerica [Collinson, 1997].

La sequenza di Beacon è chiusa dalle vulcaniti (Kirkpatrick Basalt) del Ferrar Group, una successione formata anche da ipoabissaliti tholeiitiche (Ferrar Dolerite) che attraversano il Beacon Supergroup [Woolfe e Barrett, 1995]. Dicchi, sills e vulcaniti del Ferrar Group sono esposti per l'intera lunghezza delle TAM, e si sarebbero messi in posto lungo il margine antartico occidentale, che era probabilmente una zona di rift tettono-vulcanica [Wilson, 1995].

Strati simili, per litologia ed età, a quelli del Beacon Supergroup delle TAM, sono stati trovati in varie parti dell'Antartide orientale, principalmente nelle Montagne del Principe Carlo e nella Terra della Regina Maud (Fig. 18) [Barrett, 1991] dove però l'evoluzione tettonica fu significativamente diversa da quella delle TAM. Infatti, nella Terra della Regina Maud le rocce del Paleozoico inferiore sono assenti, e la

principale evidenza di una tettonica riconducibile a quel periodo è racchiusa in un evento isotopico datato ~470 Ma, coevo ad un magmatismo appena pronunciato, ed alla riattivazione di vecchi lineamenti strutturali: si tratterebbe di eventi Pan-Africani che sono stati associati ad un ispessimento crostale, avvenuto mediante l'aggiunta di materiale leggero (underplating, che provoca anche il sollevamento isostatico), diffuso su grande scala, piuttosto che a processi di subduzione [Curtis e Storey, 1996].

Un'altra sequenza comparabile al Beacon Supergroup, più spessa e assai piegata, è stata trovata nelle Montagne di Ellsworth [Barrett, 1991], ma sarebbe stata deformata da un evento orogenico Permo-Triassico che avrebbe interessato anche le Montagne di Pensacola e il Sudafrica [Curtis e Storey, 1996].

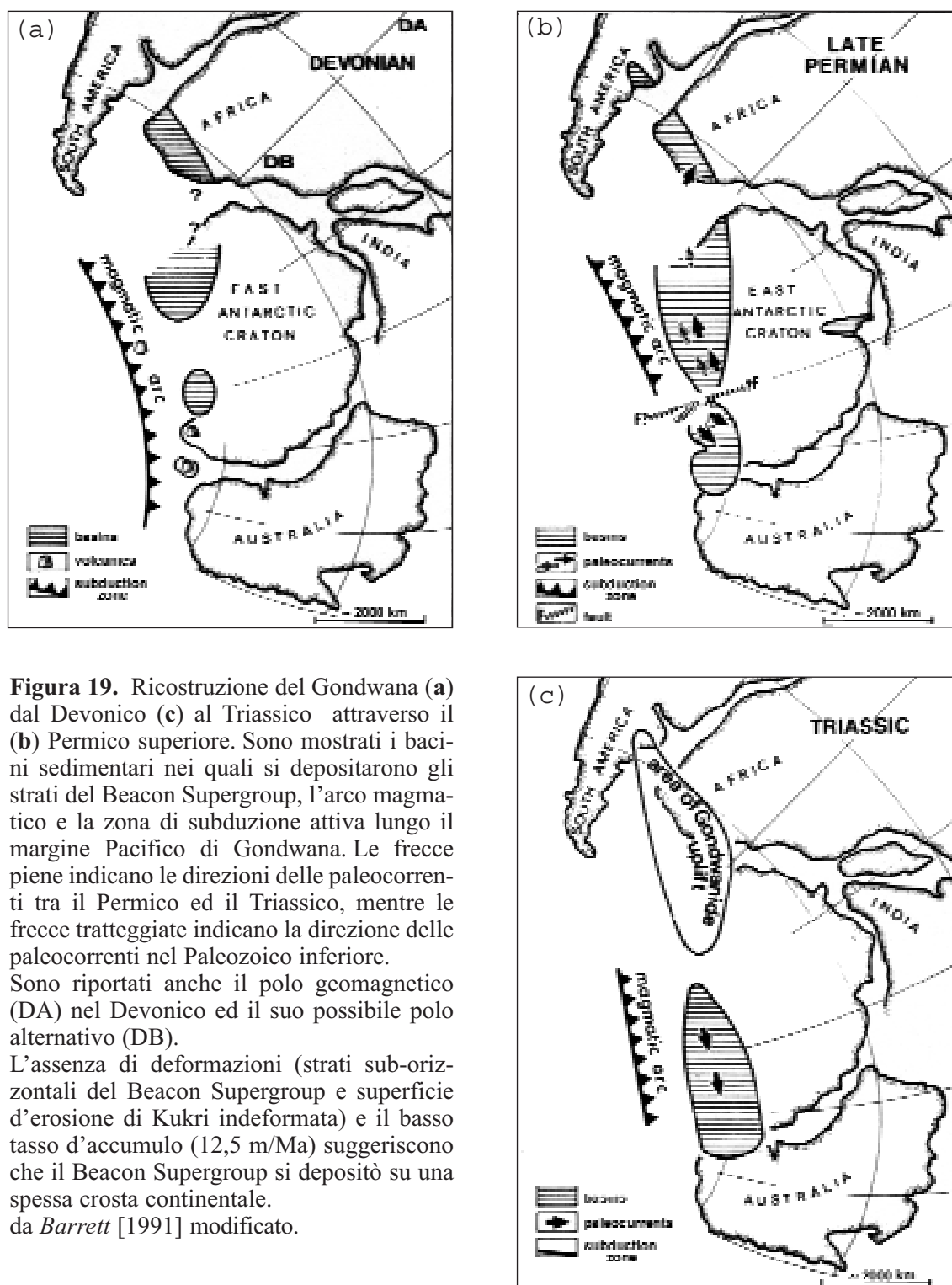
Infine, col terzo sondaggio effettuato nell'ambito del Cape Roberts Project (CPR-3), anche nel Mare di Ross, è stato raggiunto il livello delle arenarie del Beacon Supergroup [Cape Roberts Project Team, 2000].

3.5. Il bacino di Beacon: intracratonico o d'avampese?

Altra questione insoluta è l'ambiente di sedimentazione visto che, mentre è largamente accettato che il bacino di Beacon era limitato ad Ovest dal cratone dell'Antartide orientale [Dalziel e Elliot, 1982; Collinson, 1991], la discussione è aperta circa l'ambiente tettonico e la natura della crosta (con relativo spessore), durante la deposizione del Beacon Supergroup. Probabilmente, la sedimentazione iniziò in una serie di bacini poco profondi, localizzati vicino all'attuale margine del cratone Antartico (Fig. 19), che vennero prodotti dalla subsidenza termica causata dall'orogenesi di Ross. Il solo raffreddamento, però, non può aver prodotto bacini estensivi attivi dal Devoniano al Triassico [Laird, 1991b; Woolfe e Barrett, 1995].

Per spiegare il fenomeno vanno quindi ricercate altre soluzioni, tenendo presente che la superficie d'erosione relativa al penepiano di Kukri, segna un significativo ma poco conosciuto cambio di regime sul margine cratonico: si passa da un ambiente post-orogenetico dominato da sollevamento ed erosione, all'accumulo di sedimenti nel bacino che, al tempo di Beacon (~400÷200 Ma), probabilmente si estendeva per l'intera lunghezza delle TAM, ed è perciò definito anche bacino Transantartico. Potrebbe essere stato tanto un bacino marginale o di retroarco, quanto un bacino cratonico, oppure un bacino di margine passivo [Isbell, 1999].

La differenza non è di poco conto, in



quanto il tipo di bacino è legato all'evoluzione tettonica dell'area in esame e aiuta a definire il substrato di tali regioni. Infatti, a differenza dei *bacini intraplacca*, considerati di origine estensiva, che comportano assottigliamento crostale e depressione della superficie, i *bacini di margine passivo* sono originati come una struttura al limite di placca, e nel tempo evolvono in una struttura intraplacca. I *bacini marginali* si trovano, invece, a tergo di archi magmatici insulari,

in posizione analoga ai *bacini d'avampaese*, che sono però originati a tergo di un arco magmatico continentale. I *bacini d'avampaese* sono quindi strutture cratoniche marginali e potrebbero essere prodotti da una risposta della litosfera di tipo flessurale, ai carichi indotti dai sovrascorrimenti al margine del continente: la depressione flessurale si estende lontano, all'interno del cratone piuttosto che al margine dell'area caricata, formando un bacino che può superare

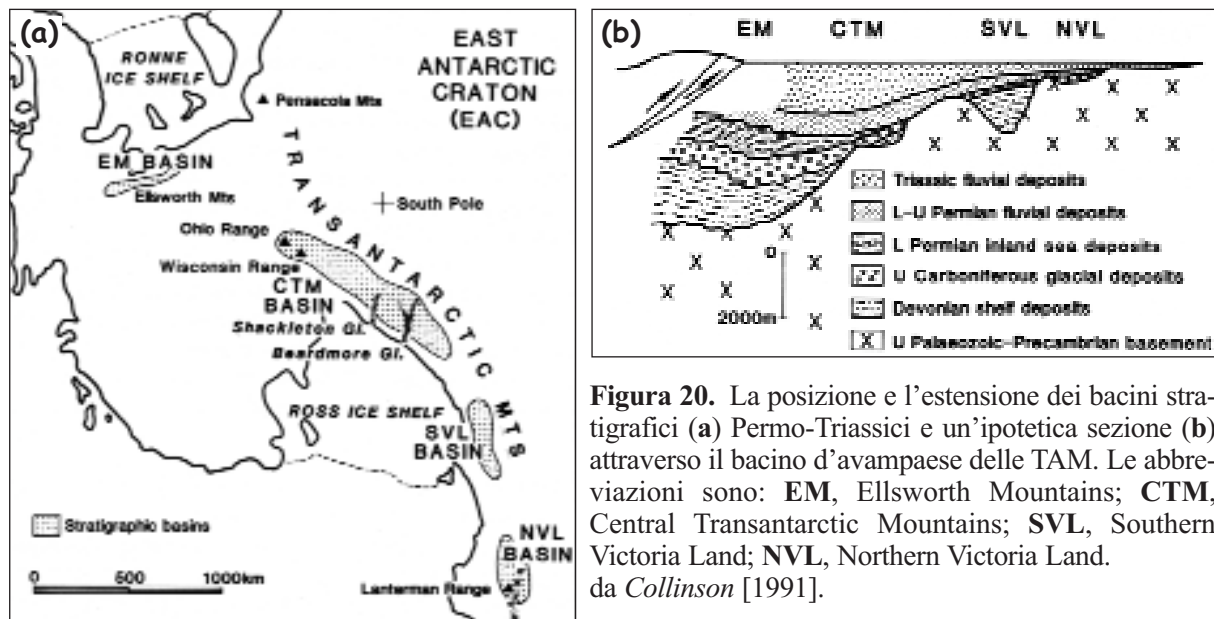


Figura 20. La posizione e l'estensione dei bacini stratigrafici (a) Permo-Triassici e un'ipotetica sezione (b) attraverso il bacino d'avampaese delle TAM. Le abbreviazioni sono: EM, Ellsworth Mountains; CTM, Central Transantarctic Mountains; SVL, Southern Victoria Land; NVL, Northern Victoria Land. da Collinson [1991].

anche 6 km di spessore, davanti all'area sovrascorsa [Hancock, 1994].

Così, alcuni autori [Barrett, 1991; Woolfe e Barrett, 1995] suggeriscono che la sedimentazione è avvenuta in un ambiente intracratonico in lenta subsidenza, col bacino delimitato dalla crosta cratonica dell'Antartide orientale (spessa crosta continentale). C'è poi chi propone [Bradshaw e Webers, 1988] che i sedimenti si siano depositati all'interno di un bacino marginale o di retroarco, mentre altri sono favorevoli ad un ambiente di margine continentale, col bacino delimitato da un avampaese e associato ad un complesso di crosta oceanica in subduzione lungo il margine paleo-Pacifico del Gondwana, con un arco magmatico per alcuni attivo sin dal Devoniano [Dalziel e Elliot, 1982] per altri a partire dal Permiano [Collinson et al., 1987; Collinson, 1991].

Secondo Collinson [1997] tra il Permiano superiore ed il Triassico, il bacino d'avampaese occupava l'area dove si trovano attualmente le TAM. Questo bacino ospitava una larga piana alluvionale con un sistema fluviale che drenava gran parte dell'Antartide orientale e una fascia montuosa orogenica dell'Antartide occidentale, trasportando nell'Oceano di Pantalassa i detriti che venivano depositati in quello che è l'attuale Mare di Ross, a ridosso della Terra Vittoria.

Composto da almeno quattro bacini paralleli e vicini all'attuale margine del cratone Antartico: Montagne di Ellsworth, TAM centrali, Terra Vittoria settentrionale e meridionale (Fig. 20), il bacino d'avampaese nel Triassico sarebbe stato bordato da un lato dal cratone dell'Antartide orientale e, dall'altro lato, dall'orogene che si estendeva dal settore del Mare di Ross alla Tasmania [Collinson et al., 1987], ana-

logamente al bacino del Paranà in Sudamerica, che si trova tra la catena Andina e il cratone.

Ipotesi che non trova favorevoli Woolfe e Barrett [1995] i quali sostengono che il modello del bacino d'avampaese funziona per il Permo-Triassico, ma non per il Devoniano, dove non c'è nessuna indicazione circa la presenza di attività magmatica riconducibile alla presenza di un arco magmatico, a sua volta associato alla subduzione cui è legato il bacino d'avampaese. Così, nella loro rassegna dei vari modelli tettonici proposti per giustificare la deposizione del Beacon Supergroup, Woolfe e Barrett [1995] sostengono che lo scenario più favorevole sia quello riconducibile ad un'accrezione avvenuta nel corso dell'orogenesi di Ross (Fig 21 A, B), mentre nel pre-Ordoviciano, ci sarebbe stata una subduzione verso Ovest che nell'Ordoviciano avrebbe portato alla collisione del settore di Ross contro il cratone Antartico. Questo è l'evento compressivo più giovane registrato nella Terra Vittoria meridionale e quello più facilmente riconducibile all'accrezione che, secondo Woolfe e Barrett [1995] risolverebbe vari problemi tra i quali l'assenza di deformazioni compressive per ~200 Ma (Devoniano inferiore-Triassico superiore) e la longevità dello stesso bacino, un basso tasso di subsidenza, lo sviluppo di una grande calotta glaciale e l'attuale configurazione dell'area del Mare di Ross, un'area continentale in estensione.

Dopo l'orogenesi, la sutura tra i due blocchi rimane essenzialmente inattiva (Fig. 21 C, D). Quindi, nel Siluriano (Fig. 21 C) c'è la stabilizzazione del cratone e la formazione del peneplain di Kukri mentre nel Devoniano (Fig. 21 D) si sviluppa il bacino di Beacon, un bacino intracratonico poco profondo, all'interno del

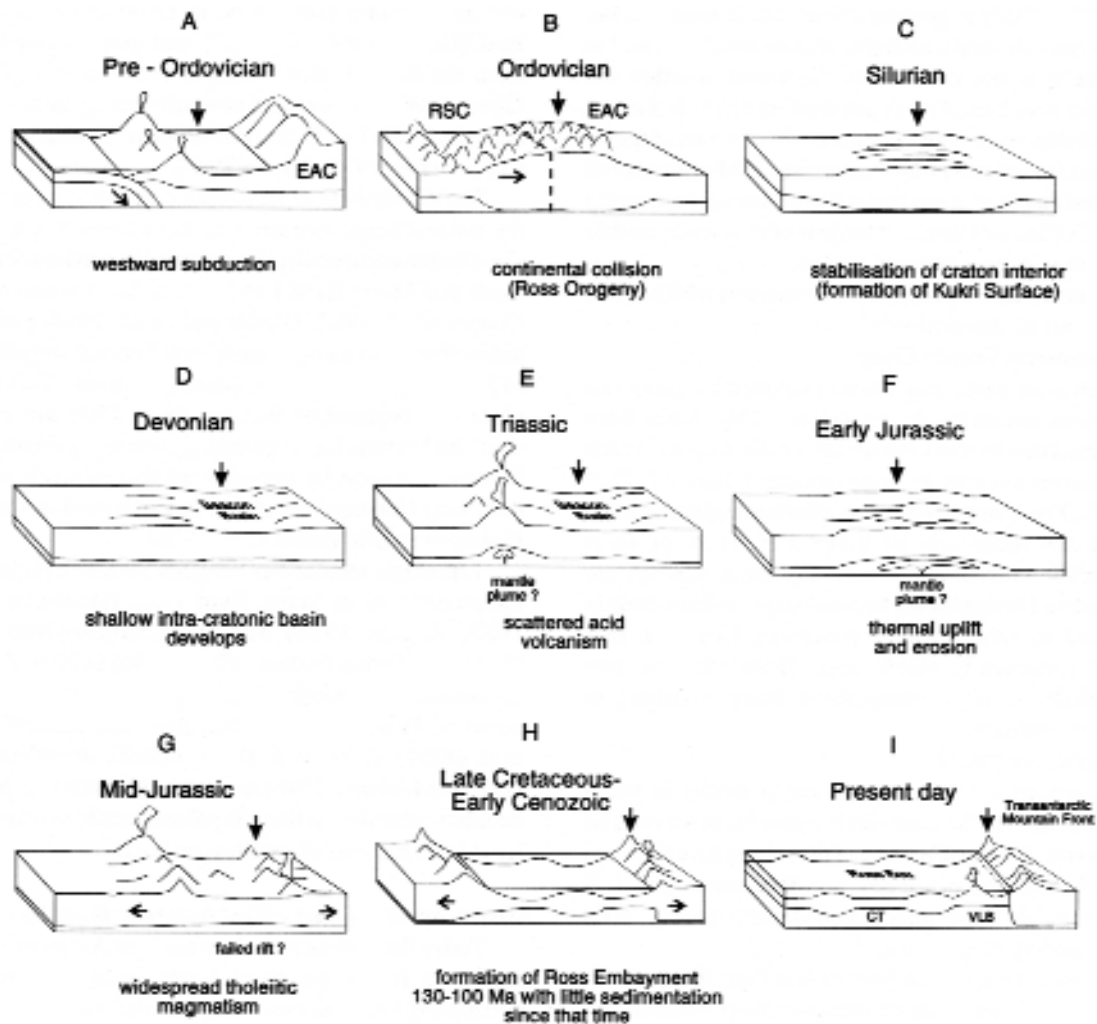


Figura 21. L'evoluzione tettonica del settore del Mare di Ross, dal Cambriaco (A) fino all'attuale (I). Le piccole frecce verticali si riferiscono all'attuale posizione delle TAM. Le abbreviazioni sono: **EAC**, East Antarctic Craton; **RSC**, Ross Sea Crust; **CT**, Central Trough; **VLB**, Victoria Land Basin. da *Woolfe e Barrett* [1995].

quale la sedimentazione termina durante o immediatamente prima l'inizio del magmatismo tholeiitico associato alla messa in posto del Ferrar Dolerite e del Kirkpatrick Basalt (~190 Ma). Inizia così la messa in posto del Ferrar Group (Fig. 21 E).

Nel blocco montuoso di Ellsworth-Whitmore, la messa in posto di graniti e gabbri di età simile (~190 Ma) viene attribuita ad una rifusione parziale di crosta continentale associata ad un evento termico (Fig. 21 F) esteso anche ad altre province magmatiche del Gondwana.

L'evento, che comporta tra l'altro la deposizione del Ferrar Group nella Terra Vittoria meridionale, potrebbe aver provocato l'iniziale fratturazione del Gondwana con un meccanismo che coinvolge il mantello attraverso un'anomala e notevole risalita di calore che va sotto il nome di pennacchio (mantle plume) e la cui espressione superficiale sono i punti caldi (hotspots: piccole regioni di vulcanismo intraplacca non asso-

ciato a deformazioni intraplacca, o vulcanismo particolarmente vigoroso lungo i limiti di placca). Questo potrebbe aver innescato il vulcanismo acido e poi, nel Giurassico inferiore, avrebbe provocato un sollevamento termico a cui sarebbe seguita una fase erosiva.

Nel Giurassico superiore (Fig. 21 G) la grande diffusione del magmatismo tholeiitico potrebbe essere stata associata ad un processo di rift continentale [Schmidt e Rowley, 1986]. Allo stesso tempo, faglie normali consentirono alla dolerite di invadere le sequenze sedimentarie, formando dicchi e sills distensivi.

Tra il Cretacico superiore e l'inizio del Cenozoico (90-65 Ma) si sarebbe formato il Ross Sea Embayment [Woolfe e Barrett, 1995].

3.6. I "terrane" della Terra Vittoria

La Terra Vittoria è suddivisa in due zone distinte, settentrionale e meridionale. Si tratta di

un'area molto importante, da un punto di vista geologico, dove sono stati individuati fenomeni di accrescimento progressivo della crosta, avvenuti mediante l'amalgamazione di terrane tra loro in contatto tettonico [Salvini *et al.*, 1997 e ref. ivi citate].

Gran parte delle recenti ipotesi evolutive circa l'area della Terra Vittoria derivano dall'interpretazione delle anomalie magnetiche [Ferraccioli e Bozzo, 1999; Finn *et al.*, 1999; Chiappini *et al.*, in press]. Infatti, le indagini aeromagnetiche sono forse il metodo più efficace per individuare le strutture geologiche nelle remote ed inospitali regioni dell'Antartide. Così, in questi ultimi anni sono stati avviati vari progetti multinazionali che si sta cercando di accorpare nell'ADMAP (Anomaly Project Digital Magnetic), un progetto di cooperazione multinazionale mirato all'integrazione di tutti i rilievi magnetici effettuati in Antartide, nell'area a Sud del 60° parallelo Sud.

Lo scopo dell'ADMAP è quello di giungere a realizzare una mappa complessiva delle anomalie magnetiche dell'Antartide, comprensiva anche dei dati da satellite, relativamente a quelle aree prive di copertura aeromagnetica [Chiappini *et al.*, 1998]. Lo stesso obiettivo per cui è stato creato l'INTRAMAP (INtegrated Transantarctic Mountains e Ross Sea Area Magnetic Anomaly Project), un componente a scala continentale del più ampio ADMAP, che si avvale principalmente della cooperazione tra Italia, Usa e Germania, allo scopo di unire i dati magnetici acquisiti in tutto il settore Antartico a Sud di 60° S tra 135°-255° E. L'area esaminata dall'INTRAMAP comprende, tra l'altro, le Montagne Transantartiche, il Mare di Ross, la Terra di Marie Byrd e la costa Pacifica, coprendo approssimativamente ~300.000 km² (Fig. 22). Inoltre, di recente è iniziata anche la compilazione dei nuovi dati relativi al Bacino di Wilkes [Chiappini *et al.*, 1999].

Nell'area interessata dall'INTRAMAP, si è giunti ad analizzare le anomalie magnetiche relative ai dati raccolti mediante indagini aeromagnetiche dal 1971 fino al 1997. Dalla combinazione dei dati geofisici e di quelli geologico-strutturali è emerso che la Terra Vittoria è costituita da tre terranes principali (Fig. 22): il Wilson Terrane, il Bowers Terrane ed il Robertson Bay Terrane [Bradshaw, 1989].

Di diversa derivazione crostale, i terranes sono separati da faglie di età Cambriano-Ordoviciano: la Leap Year Fault e la Lanterman Fault. I sovrascorrimenti che limitano i terranes sono interpretati come strutture "flat e ramp" a larga scala che si svilupparono durante l'accrescimento crostale nel corso delle orogenesi di Ross

e di Borchgrevinck. Nel Wilson Terrane, le strutture Exiles e Wilson sono superfici di accavallamento che hanno un senso di movimento relativo del settore sovrascorso, rispettivamente, verso Ovest e verso Est. Nel settore meridionale le inclinazioni delle faglie sono di minore entità [Flöttmann e Kleinschmidt, 1991].

Secondo alcuni autori [Tessensohn, 1997; Ferraccioli e Bozzo, 1999] non è appropriato parlare di terrane per l'area di Wilson in quanto non è esposto alcun limite tra l'interno dell'ipotetico Wilson Terrane ed il cratone dell'Antartide orientale. In questo caso, il sistema di sovrascorrimenti di Exiles, nella Terra di Oates, descrive il limite tra l'orogenesi di Ross e il cratone dell'Antartide orientale [Ferraccioli e Bozzo, 1999].

3.6.1. Il Robertson Bay Terrane

Dei tre terranes, il Robertson Bay Terrane è il più esteso e il più Nordorientale. E' costituito da una sequenza molto potente di sedimenti marini di piattaforma continentale (grovacche torbiditiche e argilliti), conosciute come Robertson Bay Group (Cambriano-Ordoviciano inferiore). Questo gruppo venne deformato, debolmente metamorfosato e quindi intruso dai corpi plutonici Devoniani dell'Admiralty Intrusives [Talarico *et al.*, 1992]. Si tratta di un ciclo intrusivo che, pur interessando tutti e tre i terranes, si è notevolmente sviluppato solo nel Robertson Bay, con numerosi plutoni post-tettonici di tonaliti, granodioriti e monzograniti.

Dati geochimici sono stati utilizzati per dimostrare che sotto il Robertson Bay Terrane si trova crosta continentale [Borg *et al.*, 1987].

3.6.2. Il Bowers Terrane

Il Bowers Terrane è costituito da una fascia ben esposta piuttosto sottile, delimitata da faglie, che raggiunge al massimo 50-60 km di larghezza e 400 km di lunghezza. È formato da rocce vulcaniche e sedimentarie, principalmente di età Cambriana.

Le vulcaniti sarebbero state eruttate tra il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore [Flöttmann *et al.*, 1993; Finn *et al.*, 1999] e sono simili a quelle che formano gli attuali archi insulari ed associati, con una minore estensione, a margini passivi o bacini marginali. Le rocce sedimentarie si sono depositate in piattaforme o in profondi bacini e contengono una grande componente vulcanoclastica ed orizzonti conglomeratici con clasti granitici e metamorfici [Weaver *et al.*, 1984]. Il Bowers Terrane fu piegato nel corso di un singolo evento, che produs-

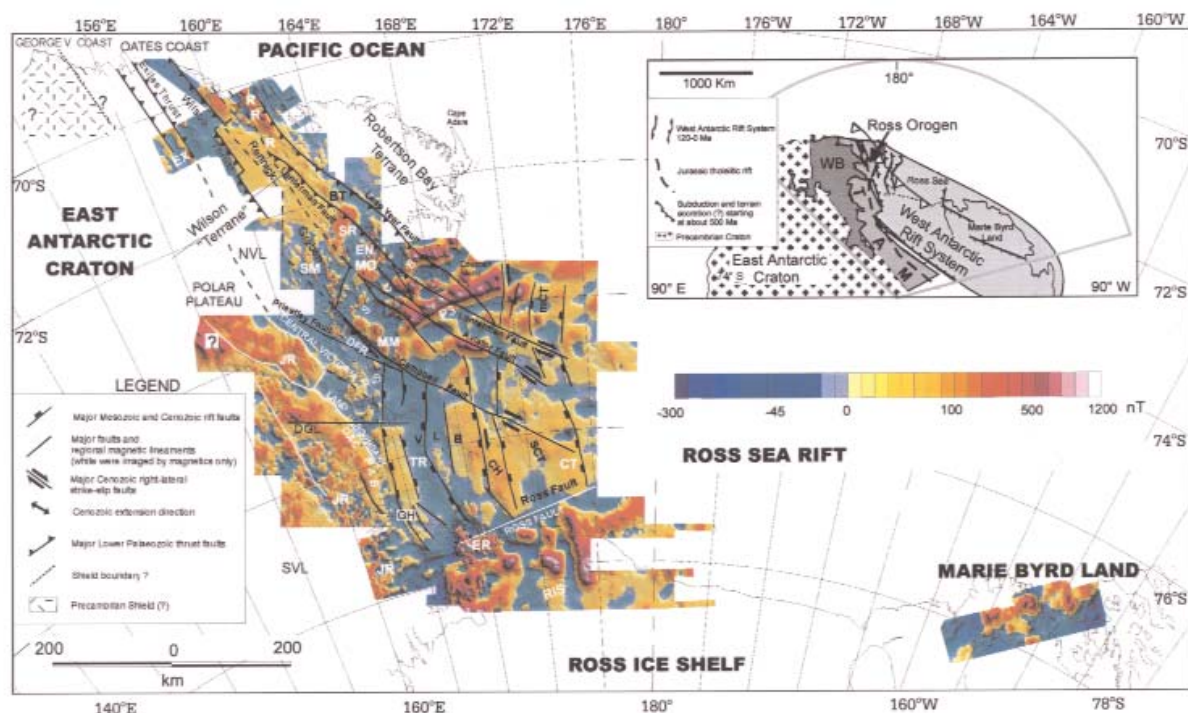


Figura 22. Schema tettonico semplificato sovrapposto alla mappa delle anomalie magnetiche dell'area INTRAMAP (INtegrated Transantarctic Mountains and Ross Sea Area Magnetic Anomaly Project). I lineamenti magnetici sono riportati in bianco mentre i principali lineamenti tettonici (nero) sono stati ottenuti da indagini aeromagnetiche e sismiche. Gli assetti della regione sono dovuti principalmente a faglie del Cambriano-Ordoviciano. I sovrascorrimenti sono stati riconosciuti in base a dati geologici, mentre le faglie associate al rift, nel Mare di Ross, sono state dedotte da dati sismici. I blocchi crostali lungo le TAM sono: **SCB**, Southern Cross Block; **DFR**, Deep Freeze Range; **TNB**, Terra Nova Bay region; **PAB**, Prince Albert Mountains. L'interpretazione delle anomalie magnetiche: **MO**, Mount Overlord; **MM**, Mount Melbourne; **ER**, Mount Erebus; **EN**, Evans Névé; **RIS**, Ross Ice Shelf (McMurdo Volcanic Group); **SCB**, Southern Cross Block anomalies; **P3**, Polar Anomaly (Cenozoic Meander Intrusive Complex); **JR**, Jurassic Rift (Provincia Magmatica di Ferrar) anche all'interno del Rennick Graben; **R**, Rennick Glacier Anomalies; **EX**, Exiles Thrust Anomalies; **GAC**, Gitara Anomalies Complex; **SR**, Salamander Range (anomalie del basamento pre-rift). Le abbreviazioni relative ai bacini di rift del Mare di Ross sono: **TR**, Terror rift (parte del Victoria Land Basin); **CH**, Central High; **SCT**, Southern Central Trough; **mCT**, mid Central Trough. Le altre abbreviazioni sono: **BT**, Bowers Terrane; **NVL**, Northern Victoria Land; **SVL**, Southern Victoria Land; **GH**, Granite Harbour; **DGL**, David Glacier Lineament. Nel riquadro in alto sono riportate la regione Intramap (corona grigia) e il bacino subglaciale di Wilkes (**WB**) dietro le TAM, e riassunti i principali eventi dell'evoluzione tettonica delle TAM: (a) subduzione sotto il cratone dell'Antartide ~500 Ma durante l'orogenesi di Ross; (b) un probabile rifting lungo le TAM, cui sarebbero legate le tholeiiti Giurassiche; (c) una fase di rift lungo il West Antarctic Rift System che si protrae da 120 Ma. da Chiappini *et al.*, in press.

se una serie di pieghe strette il cui asse ha un andamento parallelo all'allungamento del terrane. Il metamorfismo che l'accompagna ricade nell'ambito degli scisti verdi di basso grado.

In corrispondenza del contatto tra Bowers e Wilson Terrane si trova la sottile fascia delle "High medium pressure Metamorphics" costituita da rocce basiche e ultrabasiche associate a sporadiche rocce sedimentarie. Si tratta di un elemento tettonico di dimensioni ridotte, e con uno sviluppo discontinuo, che contiene tracce di un evento metamorfico di pressione alta-intermedia: potrebbe essere connesso con l'evoluzio-

ne di frammenti di litosfera oceanica lungo una zona di subduzione [Stump, 1995].

3.6.3. Il Wilson Terrane

Il Wilson Terrane è l'unità lito-tettonica più prossima al margine del cratone Antartico. Esposto su un'area che si estende per oltre 190 km tra il Bowers Terrane ed il plateau polare, il Wilson Terrane è costituito principalmente da rocce metamorfiche. Queste, sottoposte a più fasi deformative, presentano trasformazioni di grado molto variabile da area ad area, da molto

blande (metasedimenti) a così intense (scisti e gneiss da medio ad alto grado) da comportare una parziale fusione delle rocce preesistenti con formazioni di migmatiti. Sono presenti anche le granuliti che, ritenute le porzioni più intensamente metamorfosate della crosta continentale profonda, potrebbero rappresentare frammenti del cratone Antartico coinvolti nell'orogenesi di Ross. La loro presenza ha inoltre consentito la distinzione nel basamento metamorfico del Wilson Terrane di due principali complessi [Talarico *et al.*, 1992]:

a) un complesso pre-Cambriano (Snow Point Gneiss Complex), formato da migmatiti e granuliti, tra cui le enderbite, rocce comparabili a quelle affioranti nel basamento Archeozoico dell'Enderby Land, nel cratone Antartico;

b) una sequenza di rocce metamorfiche originate ~550 Ma da torbiditi (Priestley Formation) che si deposero sul complesso migmatitico-granulitico, sul quale sono discordanti, poi interessate da metamorfismo variabile da debole a molto intenso.

Mentre il Wilson Terrane sembra essersi sviluppato lungo il margine proto-Pacifico del cratone dell'Antartide orientale, Robertson Bay e Bowers sono considerati terranes alloctoni, legati al margine attivo prima della messa in posto dell'Admiralty Intrusives [Kleinschmidt e Tessensohn, 1987] o successivamente alla sua messa in posto [Borg e Stump, 1987].

3.6.4. Il Granite Harbour Intrusives

Tra il Cambriano e l'Ordoviciano, entrambi i complessi costituenti il basamento del Wilson Terrane vennero estesamente intrusi da una serie di corpi granitoidi, associati a subduzione, che hanno dato origine al Granite Harbour Intrusives, un vasto complesso plutonico, in gran parte post-tettonico e ritenuto legato ad un arco magmatico calc-alcalinico [Ghezzi *et al.*, 1989] associato ad una subduzione verso SW della placca paleo-Pacifica sotto il cratone dell'Antartide orientale [Kleinschmidt *et al.*, 1992]. L'intrusione di queste rocce plutoniche, avvenuto intorno ai 510 Ma, rappresenta il culmine dell'evento di Ross [Stump, 1995] che nell'orogene comporta l'aggregazione di tutte le sue unità autoctone.

Nell'ultimo stadio dell'orogenesi di Ross, dopo le intrusioni di plutoniti del Granite Harbour intrusives, vennero messi in posto dicchi lamprofirici a composizione calc-alcalina: diffusi nella Terra Vittoria meridionale, hanno un orientamento prevalente NE-SW e da uno studio geochimico condotto da Wu e Berg [1992], testimoniavano un processo di subdu-

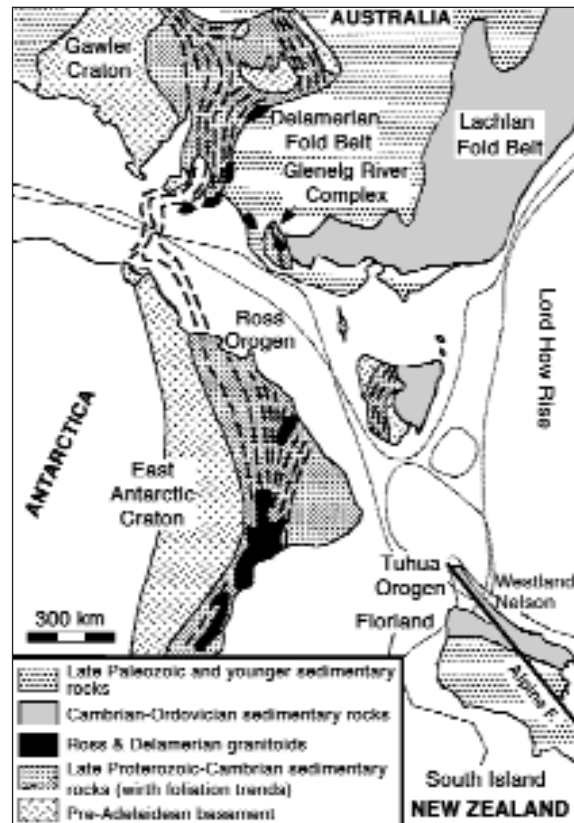


Figura 23. Ricostruzione del margine di Gondwana che mostra la distribuzione delle cinture orogeniche Paleozoiche, ed evidenzia come le cinture Delameriana e Lachlan dall'Australia Sudoccidentale continuino in Antartide (Ross) e attraverso la Tasmania giungono in Nuova Zelanda (Tuhua e Rangitata) dove le regioni Fiordland, Nelson e Westland, potrebbero rappresentare una delle più profonde e complete sezioni crostali attraverso il primo margine di Gondwana. da Gibson e Ireland [1996].

zione legato all'orogenesi di Ross.

Tra il Devoniano e il Carbonifero sono attivi diversi vulcani sparsi lungo i tre terranes, la cui amalgamazione nella regione termina con la messa in posto dei granitoidi della Admiralty Intrusives (Devoniano-Carbonifero). Si tratta di rocce che presentano somiglianze con granitoidi del Ford Ranges nella Terra di Marie Byrd occidentale ed il fenomeno trova significative corrispondenze (Fig. 23) in analoghe unità strutturali del Campbell Plateau e della Nuova Zelanda (Western Province nella South Island) [Gibson e Ireland, 1996; Bradshaw *et al.*, 1997; Mukasa e Dalziel, 2000]. Fenomeno individuato anche da Borg e De Paolo [1991] i quali ritengono che queste rocce intrusive si sarebbero messe in posto in terranes lontani dall'Antartide orientale e solo successivamente, tra il Devoniano superiore e il Permiano, avrebbero contribuito ad accrescere il margine Pacifico del Gondwana.

Di recente *Finn et al.*, [1999] hanno ipotizzato che le rocce vulcaniche calc-alcaline del Cambriano, esposte in entrambe le aree, rappresentano ciò che resta di quello che una volta era un sistema arco-fossa.

3.6.5. L'orogenesi di Borchgrevink

La presenza di rocce ignee e metamorfiche nella Terra Vittoria settentrionale, che forniscono età radiometriche più giovani di quelle dell'orogenesi di Ross, ha portato all'individuazione di un evento risalente al Paleozoico medio chiamato orogenesi Borchgrevink (350 Ma). Gli strati, probabilmente deformati nel corso di questo evento, sono quelli relativi ai gruppi del Robertson Bay Terrane e Bowers Terrane. Tuttavia strati depositati durante il Paleozoico medio, ma senza una chiara relazione con l'orogenesi di Borchgrevink, affiorano nelle TAM e nelle Montagne di Ellsworth e di Pensacola. Si tratta di successioni depositate in un ambiente marino che si estendeva dal Mare di Weddell alla Terra Vittoria, bordando il cratone Antartico che, almeno durante i primi stadi, avrebbe interessato l'area del Mare di Ross [*Elliot*, 1975].

3.7. L'ipotesi dell'impatto meteoritico

La collisione del Gondwana, con lo scudo Laurenziano nel Carbonifero e con la Siberia nel Permiano inferiore, porta alla formazione del Pangea, un supercontinente che ingloba tutte le terre emerse. Tra il Permiano ed il Triassico, però, il Pangea andò alla deriva verso Nord mentre l'Antartide restava a ridosso del Polo Sud. E proprio al passaggio Permo-Trias (~250 Ma) viene ascrivita la più grande estinzione di massa di organismi viventi che, avvenuta improvvisamente, potrebbe essere ricondotta a

cause extraterrestri [*Becker et al.*, 2001]. Tant'è che *Retallack et al.*, [1998, e ref. ivi citate] attribuiscono l'estinzione ad un prolungato impatto meteoritico le cui tracce sarebbero presenti anche in Antartide (Fig. 24), negli strati appartenenti al Victoria Group, due metri al di sotto della formazione Weller Coal Measures nella Terra Vittoria meridionale a Monte Crean, e alla base della Fremouw Formation, vicino al ghiacciaio di Beardmore a Graphite Peak. Il limite sarebbe presente anche in Australia meridionale, dove viene collocato a Wybung Head e a Coalcliff.

Tutto ruota attorno all'interpretazione di alcune rocce sedimentarie Paleozoiche che, ritenute tilliti e diamictiti, sono attribuite al periodo glaciale Carbonifero-Permiano. Secondo il modello proposto da *Retallack et al.*, [1998], invece, queste rocce sarebbero state originate da impatti meteoritici avvenuti proprio al limite Permo-Trias. Questo perché le concentrazioni dell'iridio e del quarzo da impatto lungo tale limite, seppure assai basse, sono confrontabili a quelle del limite Cretacico-Cenozoico (65 Ma) individuato nei pressi di Bug Creek, una località del Montana dove l'iridio e il quarzo da impatto sono rari o assenti del tutto, nonostante l'ipotesi dell'impatto meteoritico come causa principale dell'estinzione di massa al limite Cretacico-Cenozoico trovi parecchi sostenitori. Posizione ed entità dell'impatto al limite Permo-Trias, però, restano incerti ed i criteri utilizzati per individuare tale limite in Antartide sono ritenuti per lo più ambigui [*Isbell et al.*, 1999].

Secondo *Retallack* [*Isbell et al.*, 1999], invece, il problema è racchiuso nei 95 m degli strati superiori delle Weller Coal Measures e Feather Conglomerate, a Monte Crean, dove non sono stati ancora individuati fossili in grado di assegnare un'età certa alle formazioni.

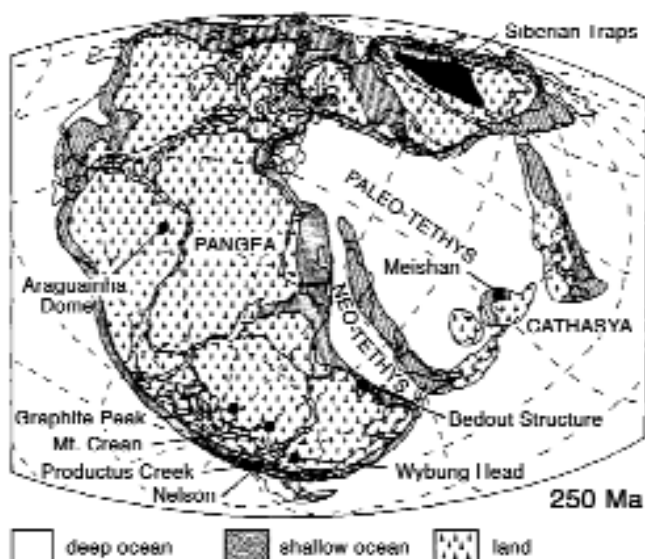


Figura 24. Ricostruzione paleogeografica del Pangea a 250 Ma in cui vengono indicate le località del limite Permiano-Triassico in Australia (Wybung Head) e Antartide (Graphite Peak e Monte Crean), individuate in base alla presenza del quarzo da impatto e dalla concentrazione di iridio, simili a quelle presenti nel livello di riferimento, uno stratotipo marino caratterizzato da una diminuzione del $(\Delta)^{13}\text{C}$ in materiale organico e carbonatico individuato in Cina, nei pressi di Meishan. Sono riportate anche le zone dove potrebbe trovarsi l'ipotetico cratere da impatto in Brasile (Araguainha) o in Australia occidentale (Bedout). da *Retallack et al.*, [1998].

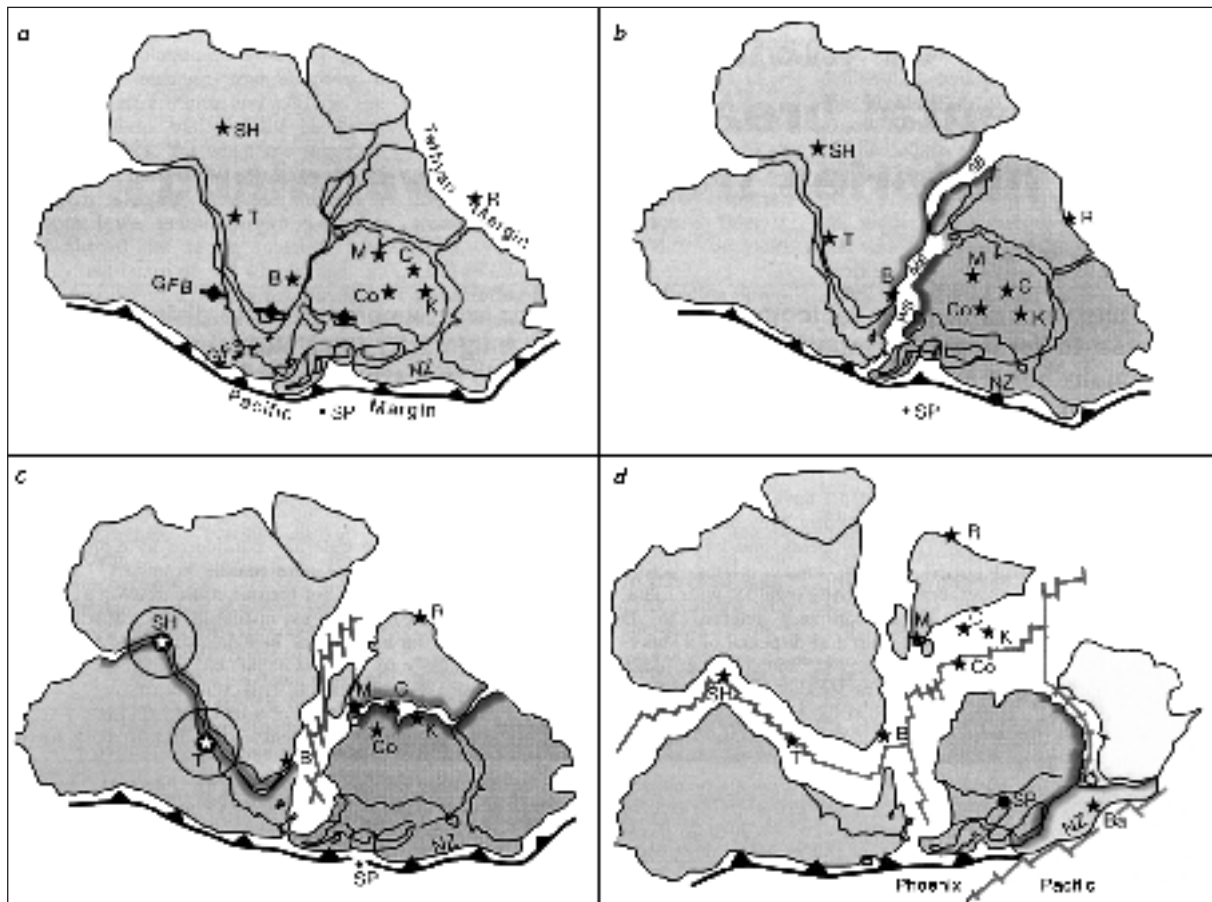


Figura 25. Ricostruzione del continente di Gondwana da 200 Ma (a) fino 100 Ma (d). Sono riportate le principali zone di subduzione e la posizione dei mantle plumes (stella) di cui è stata riconosciuta la passata attività, assumendo che le posizioni dei plumes sono fisse l'una rispetto all'altra nel corso del tempo. In (b) ~180 Ma, viene evidenziato il braccio di mare originato tra Gondwana orientale ed occidentale durante lo stadio iniziale di rifting. In (c) ~130 Ma gli hotspots Saint Helen (SH) e Tristan da Cunha (T) producono notevoli volumi di magma basaltico: l'area cerchiata indica l'estensione di ~2000 km, raggio d'azione della testa di un plume, secondo l'ipotesi di *White e McKenzie* [1989].

Da notare come gli hotspots che attualmente si trovano nell'Oceano Indiano (C, Crozet; Co, Conrad; K, Kerguelen; M, Marion), tra 200 e 160 Ma erano localizzati nello spesso cratone dell'Antartide orientale. Le altre abbreviazioni sono le seguenti: Ba, Balleny; B, Bouvet; R, Réunion; GFS, Gastre Fault System; GFB, Gondwanian fold belt; MB, Mozambique basin; NZ, New Zealand continental block; SB, Somali basin; SP, South Pole; WS, proto-Weddell Sea. da *Storey* [1995].

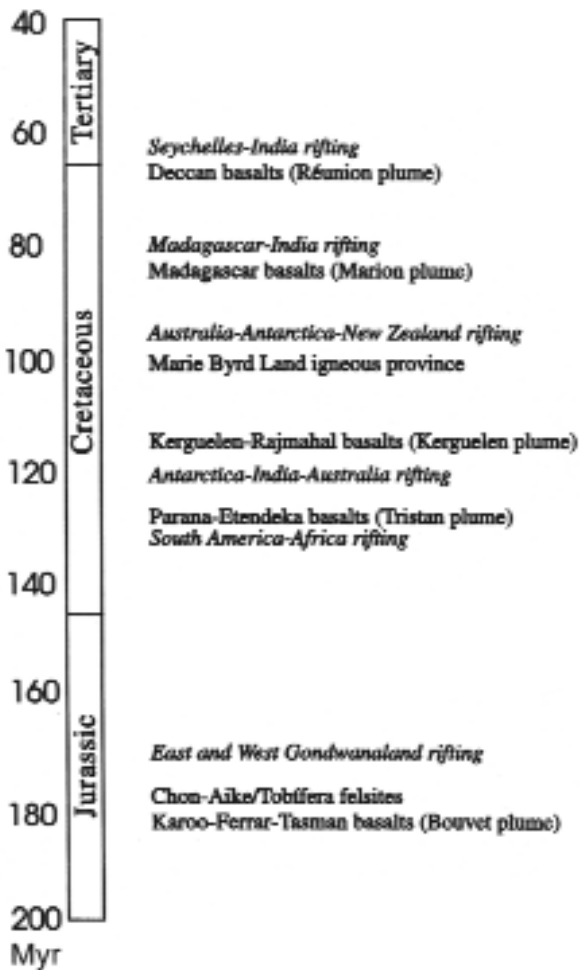
4. Il Mesozoico

All'inizio del Mesozoico l'Antartide, che si trovava al centro del Gondwana, era circondata da masse continentali. Queste, nel corso dell'era, si dispersero a formare gli attuali continenti dell'emisfero meridionale attraverso tre episodi principali (Fig. 25, 26). La frammentazione del supercontinente, però, venne preceduta da un altro evento localizzato che, con deformazioni compressive che portano alla formazione della fascia orogenica Gondwaniana (GFB in fig. 25a), caratterizza le fasi iniziali del Mesozoico e va sotto il nome di orogenesi Gondwaniana [Storey, 1995; Stump, 1995].

Il primo evento (Fig. 25b) è quello che

provocò il break-up (~180 Ma) con la spaccatura del Gondwana in occidentale (Africa, Arabia e Sudamerica) ed orientale (Australia, Antartide, Nuova Zelanda, India e Sri Lanka). È in questa fase che dovrebbe essere iniziata l'espansione del fondo oceanico, a cominciare dai bacini della Somalia, del Mozambico e probabilmente anche del Mare di Weddell, dove le più vecchie anomalie sembrerebbero le M29 (~162 Ma).

A questo episodio sono legati l'apertura dell'Atlantico centrale, la chiusura della Tetide ed un cambio radicale nel regime tettonico: il margine di Gondwana, sul lato tetideo, nel Triassico passa da un margine di subduzione ad un margine trasforme o un margine passivo con apertura della Neotetide [Lawver et al., 1991].



Allo stesso tempo, lungo il margine Sud Pacifico di Gondwana, tra il Permiano ed il Cretacico inferiore, era attiva una zona di subduzione che interessava l'Antartide occidentale, dall'isola di Thurston all'estremità della Penisola Antartica [Storey, 1996].

Il secondo stadio (Fig. 25c) è relativo al Cretacico inferiore (~130 Ma) quando il sistema a due placche (Gondwana orientale e occidentale) venne rimpiazzato da un sistema a tre placche [Storey, 1995] o quattro placche (Sudamerica, Africa-Arabia, India-Madagascar e Australia-Antartide) [Lawver et al., 1992; Li e Powell, 2001] col Sudamerica che si separa dalla placca Africa-India che a sua volta si separa dall'Antartide.

Infine, il break-up di quello che una volta era un supercontinente, si completa (Fig. 25d) nel Cretacico superiore (~90-100 Ma), quando Australia e Nuova Zelanda si separano dal nucleo Antartico, mentre altri piccoli blocchi continentali, come Madagascar e Seychelles, si separano dall'India che inizia la sua migrazione verso Nord, allontanandosi dall'Africa e dall'Antartide che inizia a migrare verso Sud fino a raggiungere la sua configurazione finale e la posizione polare.

Figura 26. I principali eventi legati al break-up di Gondwana, secondo Lawver et al., [1999] sono riconducibili all'interazione di una serie di hotspots o plumes, intorno o tra le regioni cratoniche di Gondwana. Il primo importante evento attribuito all'attività di un plume, che produce i basalti del Karoo, è la spaccatura in Gondwana orientale e occidentale avvenuta ~182 Ma, a cui sembrerebbero riconducibili anche l'estensione e l'aumento di spessore della crosta dei margini continentali dell'Argentina meridionale, del Weddell Sea Embayment e del plateau Falkland/Malvinas.

Il plume di Tristan, che produce gli espandimenti Paraná-Etendeka, viene invece associato alla separazione del Sudamerica dall'Africa, mentre il Kerguelen hotspot/plume avrebbe provocato la separazione dell'India dall'Antartide orientale, generando l'espansione del fondo oceanico ~128 Ma. A questo plume, e alla spaccatura tra l'India e l'Australia, e forse anche a quella con l'Antartide orientale, potrebbero essere legati pure i basalti di Bunbury, messi in posto nell'Australia occidentale ~130 Ma.

All'attività del Marion hotspot/plume, che risale a ~88 Ma, sarebbe invece legata la separazione dell'India dal Madagascar e l'inizio dell'espansione del fondo oceanico nel bacino delle Mascaren, mentre l'hotspot Deccan Trap/Reunion determina la separazione dell'India dal Mascaren Plateau. da Storey [1995].

4.1. L'orogenesi Gondwaniana

Il Triassico è caratterizzato da una fase deformativa che interessa alcune aree di tutti i continenti del Gondwana, dove gli strati sedimentari giacciono in discordanza sul basamento metamorfico del Proterozoico superiore-Paleozoico inferiore. Tant'è che per effettuare correlazioni tra l'Africa e il Sudamerica vengono utilizzate le connessioni geologiche tra Sierra de la Ventana, in Argentina, e le Montagne del Capo (CM in Fig. 27) in Africa meridionale.

I rilievi di entrambe queste aree sono composti da strati piegati delle sequenze gondwaniane che risalgono al Paleozoico superiore-Mesozoico inferiore. Si tratta di successioni che comprendono anche depositi glaciali Permo-Carboniferi e strati Permiani contenenti flora a Glassopteris, analoghi a quelli delle isole Falkland, delle Montagne di Pensacola e delle Montagne di Ellsworth. Anche le principali scarpate delle TAM e dell'Australia orientale sono ricoperte da queste successioni, ma in queste regioni gli strati sono essenzialmente orizzontali [Dalziel e Grunow, 1992].

La causa delle deformazioni Mesozoiche legate all'evento Gondwaniano sono da sempre motivo d'intenso dibattito ed interessano anche

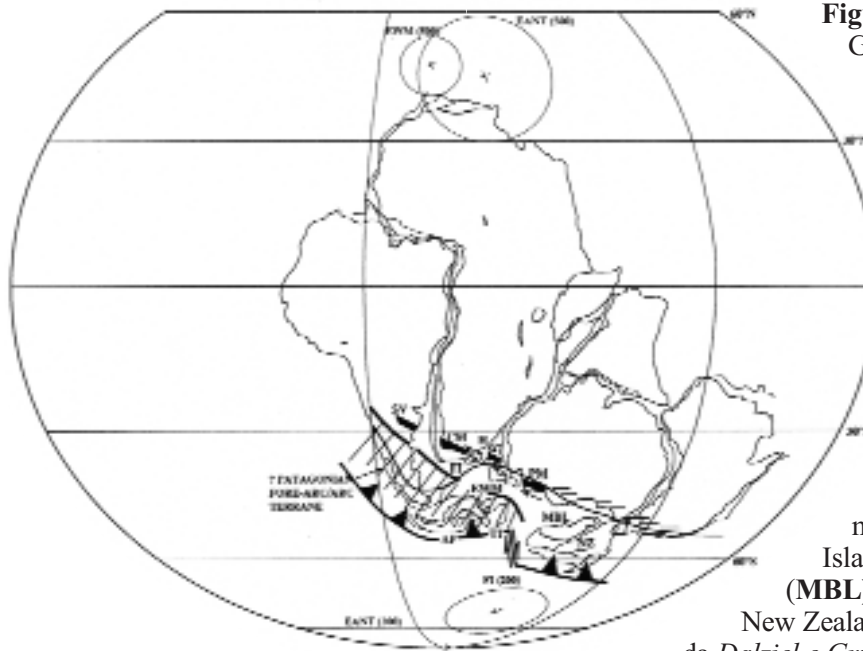


Figura 27. Ricostruzione del Gondwana ~230 Ma in base ai poli di rotazione riportati in figura (cerchi) da cui si evidenzia come l'area interessata da deformazioni: Sierra de la Ventana (SV), Cape Mountain (CM) e Pensacola Mountain (PM), mantenga un andamento regolare e sub-parallelo al margine del cratone pre-Cambrico di Gondwana.

Le altre abbreviazioni sono: (AP), Antarctic Peninsula; (EWM), Ellsworth-Whitmore Mountains; (FI), Falkland Islands; (HA), Haag Nunataks; (MBL), Marie Byrd Land; (NZ), New Zealand.

da Dalziel e Grunow [1992]

i blocchi continentali dell'Antartide occidentale, con importanti implicazioni per l'evoluzione nelle regioni dell'Atlantico meridionale, del Mare di Weddell e del Mare di Ross. Sono essenzialmente due gli aspetti enigmatici legati a questa fase orogenetica: (1) nella ricostruzione del Pangea, le deformazioni si presentano 1.500 Km all'interno del margine Pacifico; (2) pieghe e sovrascorrimenti possono essere tracciati per oltre 3.000 km dall'Argentina occidentale alle Montagne di Pensacola, ma non si estendono ulteriormente lungo le TAM e verso l'Australia.

Osservazioni che hanno portato ad ipotizzare che l'orogenesi Gondwaniana possa essersi originata: (a) dalla collisione di un terrane col margine Pacifico (b) oppure da stress prodotto sopra una zona in subduzione, col lembo subdotto ad inclinazione pressoché orizzontale [Dalziel et al., 2000, e ref. ivi citate]; (c) dalla collisione arco-continente durante la chiusura, avvenuta tra il Paleozoico superiore e il Mesozoico inferiore, di un bacino marginale impostato su crosta continentale assottigliata [Dalziel e Grunow, 1992]. Quest'ultima ipotesi, riportata in figura 27, presenta forti analogie alla fase compressiva che, nel Cretacico superiore, caratterizza l'orogenesi Andina. Le aree di pre-arco e di arco sarebbero rappresentate dalle isole Falkland, dalla Patagonia e dalla Penisola Antartica. Il modello spiegherebbe anche la presenza di pieghe nelle Montagne di Pensacola, nei blocchi delle Montagne di Ellsworth-Whitmore e dell'isola di Thurston, nonché in Sierra de la Ventana e in Sudafrica.

Arco e pre-arco avrebbero interessato contemporaneamente anche il resto del margine

Pacifico, vale a dire la Nuova Zelanda, ma gli effetti della compressione non vennero trasmessi all'adiacente margine cratonico. A tal riguardo viene ipotizzata anche la presenza di una faglia trasforme fossa-fossa, che collegava i due segmenti in subduzione segnando il limite del bacino collassato [Dalziel e Grunow, 1992].

Di recente [Dalziel et al., 2000] è stato invece ipotizzato che gli eventi tettonici e magmatici che tra il Paleozoico superiore e il Mesozoico inferiore interessarono le regioni dell'Oceano Meridionale e del Mare di Weddell, sono associati solo casualmente. E le fasi deformative dell'orogenesi Gondwaniana sarebbero da attribuire alla presenza di un mantle plume (Fig. 28), che rappresenta una risalita di materiale caldo dall'interno della Terra.

Sono stati proposti vari modelli per giustificare i mantle plumes, ritenuti responsabili sia della maggior parte del vulcanismo intrapacca che di fusioni parziali nelle zone più superficiali della litosfera. Le lave così prodotte sono associate ad estensione continentale, e vengono definite basalti di copertura o espandimento (continental flood basalt) di plateau (plateau basalts) o trappi (traps), e danno luogo alle cosiddette grandi province ignee (large igneous provinces, LIP in Fig. 29 e 30) che sono associate anche a vulcani attivi [Arndt, 2000].

Infatti, i plumes presenterebbero un'enorme terminazione circolare a forma di fungo, del diametro di $\sim 500 \div 2.000$ km da cui si originano i LIP. Tuttavia, nei modelli più recenti [Brunet e Yuen, 2000] è stato suggerito che il plume non attraversa il limite tra mantello superiore e inferiore, ma si sparge in maniera lineare, come un

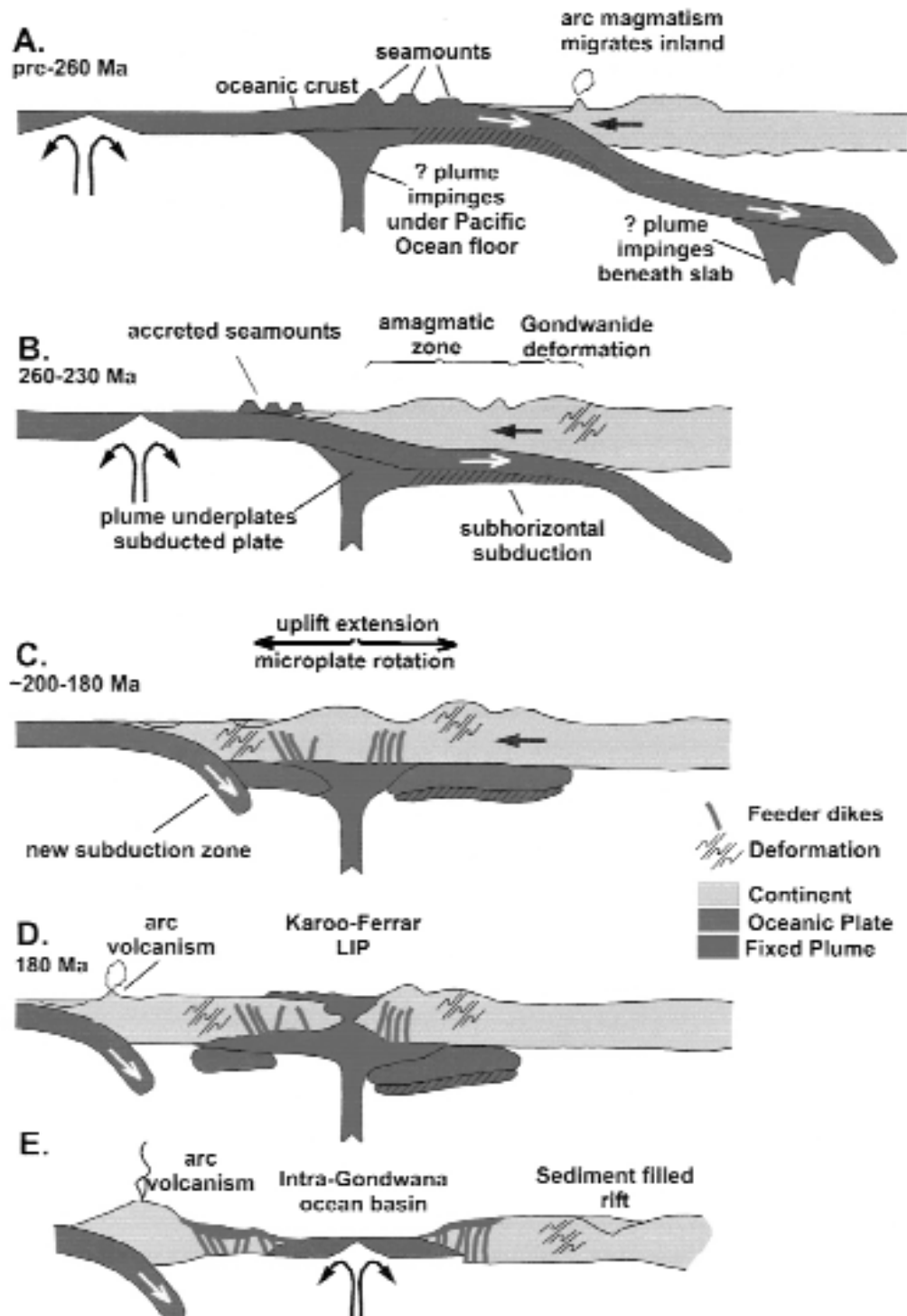


Figura 28. Schema che illustra l'ipotesi di un plume in grado di modificare la cintura orogenetica Gondwaniana e che guida la frammentazione di Gondwana. **A:** margine Pacifico di Gondwana con un plume che si sviluppa sotto la crosta oceanica, oppure che si scontra col lembo subdoto sotto la crosta continentale interessata dall'orogenesi Gondwaniana. **B:** Interazione di un plume con la parte più bassa della placca, che produce l'appiattimento del lembo sottostante e conseguente deformazione. **C:** Sollevamento della placca continentale sovrastante dopo che il plume ha attraversato la parte più bassa della placca subdotta. **D:** Quando il plume frattura la placca continentale, genera una grande provincia ignea (large igneous province, LIP) e nel caso del break-up di Gondwana, entrambe le province magmatiche, Karoo e Ferrar, furono generate nella litosfera continentale fortemente assottigliata. **E:** Dopo l'iniziale break-up ~182 Ma, inizia l'espansione del fondo oceanico tra Gondwana orientale e occidentale mentre i sedimenti riempiono i bacini di rift. Dalziel et al., [2000] modificato.

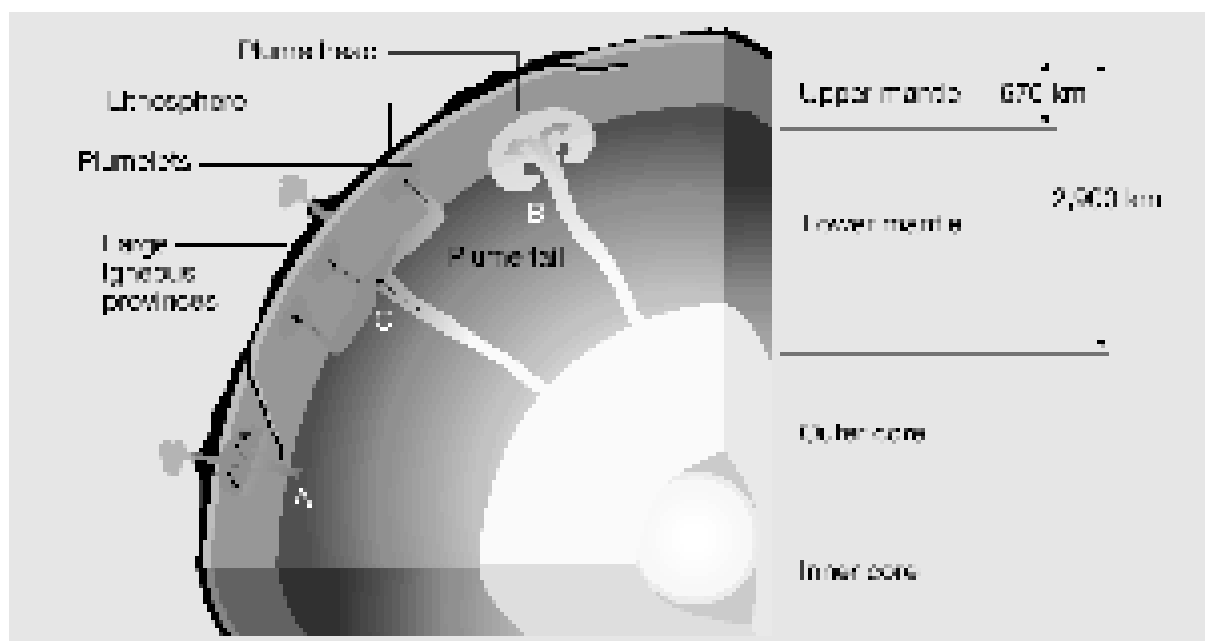


Figura 29. Alcuni modelli di mantle plumes. Nel modello (A), un plume che risale dal limite fra il mantello inferiore e quello superiore, si espande alla sua terminazione dopo aver raggiunto la litosfera. Nel modello (B), un plume sviluppa una terminazione più grande e più fredda, e risale da una sorgente al limite nucleo-mantello. Una variante di questo modello è offerta dall'ipotesi (C), dove un plume si arresta al limite fra il mantello inferiore e superiore, provocando più piccoli "plumelets". da Arndt [2000].

foglio, provocando l'innesco di piccoli plumes (plumelets in Fig. 29). Questo tipo di vulcanismo differisce in stile, posizione e caratteri geochimici dal vulcanismo presente lungo i limiti di placche divergenti (centri d'espansione delle dorsali medio-oceaniche) e lungo i limiti di placche convergenti (archi vulcanici associati a placche in subduzione).

Nei modelli più largamente accettati [White e McKenzie, 1989; Campbell e Griffiths, 1990] viene proposto che vulcani attivi, come i punti caldi (hotspots) di Tristan da Cunha, Islanda ed Hawaii (Fig. 30), siano generati dalla risalita di colonne (plume tail in Fig. 29), del diametro di $\sim 100\div 250$ km, relativamente fisse nel mantello. Così gli hotspots sono stati usati come strutture di riferimento per determinare il movimento delle placche, in quanto lasciano come traccia del passaggio della litosfera mobile che scorre sopra di loro, un allineamento d'apparati vulcanici costituiti da rocce sempre più antiche man mano che ci si allontana dal punto caldo [Morgan, 1971].

Si ritiene, inoltre, che i plumes si originino lungo superfici di discontinuità del mantello, le quali indicano variazioni nella composizione chimica e/o mineralogica, che potrebbero essere localizzate sopra la discontinuità sismica individuata ai 660 km di profondità [Campbell e Griffiths, 1990] oppure al limite nucleo-mantello [White e McKenzie, 1989]. In entrambi i casi,

i plumes risalirebbero in superficie da grandi profondità per spinta idrostatica, data la loro minore densità, in quanto surriscaldati [Hofmann, 1997], mentre verrebbero prodotti principalmente basalti tholeiitici (relativamente ricchi in silice e poveri in alcali e originati nel mantello superiore) a volte accompagnati da lave picritiche (ricche in olivina e vicine alla composizione primaria del magma proveniente da grandi profondità) e localmente da rocce alcaline. Per plumes di maggiore dimensione Larson [1991] ha coniato il termine superpennacchi (superplumes) uno dei quali, nel Cretacico inferiore (~ 120 Ma), si sarebbe instaurato nell'Oceano Pacifico in un'area ampia 6.000×10.000 km, mentre McNutt [1998] parla di Superswells: attualmente ne sarebbero presenti due, uno interessa l'Africa e l'altro la Polinesia Francese.

Ed il collegamento di un caldo mantle plume, vicino o sotto la zona di subduzione, potrebbe aver innescato l'orogenesi Gondwaniana provocando l'appiattimento di un segmento di litosfera oceanica subdotta sotto il Gondwana (Fig. 28). Il fenomeno sarebbe stato facilitato, dal fatto che la placca in subduzione era giovane e calda [Dalziel et al., 2000] mentre la convergenza lungo il margine Pacifico, porta ad una subduzione cui sembra associato un periodo privo di magmatismo. Inoltre, l'orogenesi venne accompagnata da sollevamento ed erosione, piuttosto diffusi prima di ~ 182 Ma, l'età cui

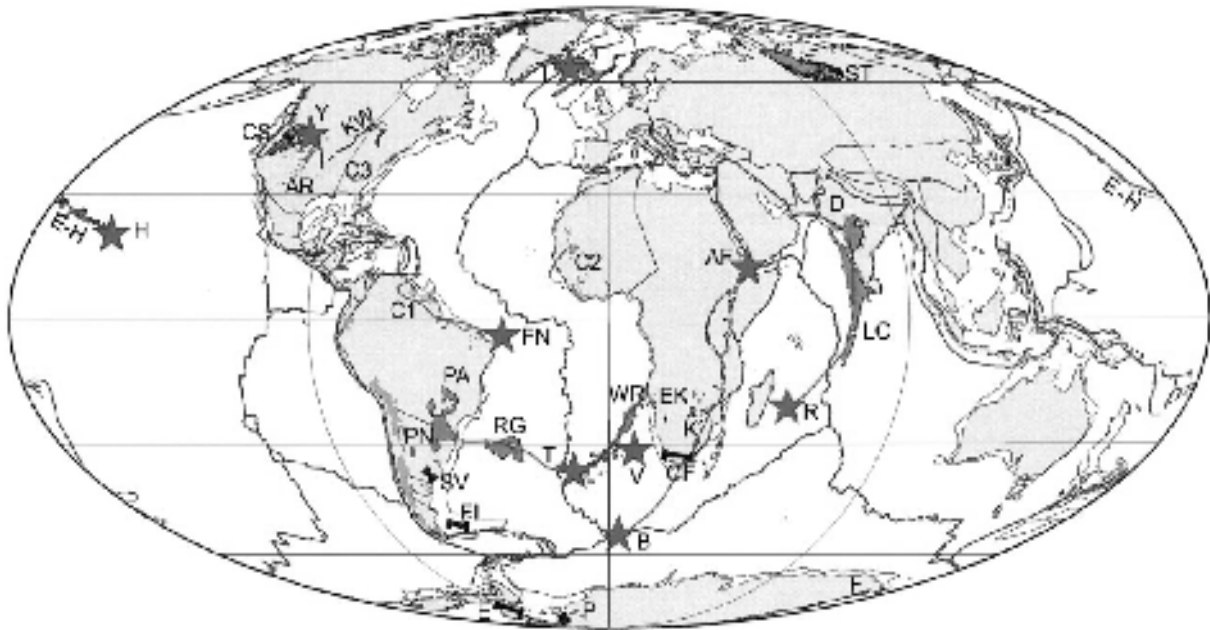


Figura 30. L'attuale distribuzione di: hotspots attivi (stelle); tracce di hotspots (linee a ridosso delle stelle, di C2, S e E-H) e grandi province ignee (LIPS, aree grigio scure). Sono mostrate anche le aree interessate dalle deformazioni dell'evento Gondwaniano (segmenti neri) e le zone di vulcanismo attivo della cordigliera Andina (aree grigio chiare in Sudamerica). *Hotspots*: AF, Afar; B, Bouvet Island; FN, Fernando da Noronha; H, Hawaii; I, Iceland; R, Reunion Island; T, Tristan da Cunha Island; V, Vema seamount; Y, Yellowstone. *LIPS*: C1, C2 e C3, CAMP (Central Atlantic Magmatic Province); CS, Columbia Snake River; D, Deccan; EK, Etendeka; F, Ferrar; EH, Emperor Hawaii seamount chain; K, Karroo; KW, Keeweenawan; LC, Laccadive Ridge; PA, Paraná; RG, Rio Grande Rise; ST, Siberian traps; WR, Walvis Ridge. Nuclei del basamento sollevati: AR, Ancestral Rockies; L, Laramide uplifts (riattivando AR a Sud); PN, Pampean Ranges. *Segmenti della cintura orogenica Gondwaniana*: CF, Cape fold belt; E, Ellsworth Mountains; FI, Falkland Islands; P, Pensacola Mountains; SV, Sierra de la Ventana. da Dalziel et al., [2000].

viene fatta risalire la formazione della grande provincia ignea del Karroo-Ferrar (Fig. 30, 31). Si tratterebbe di province ignee che precedono la formazione dei bacini oceanici nella frammentazione del Pangea, ed in gran parte associati a segmenti di dorsali medio-oceaniche: potrebbero essere stati generati da due plumes che originariamente si trovavano sotto la litosfera nell'Oceano Pacifico.

Infatti, di recente [Lawver et al., 1999] è stata formulata l'ipotesi per cui anche svariati eventi critici legati al break-up di Gondwana siano riconducibili a una serie di mantle plumes: al plume Karroo-Ferrar legato alla fratturazione di Gondwana ~182 Ma; al plume di Paraná-Etendeka che ~132 Ma innescò l'allontanamento del Sudamerica dall'Africa; al plume di Marion che ~88 Ma determina la separazione del Madagascar dall'India; all'hotspot dell'isola di Reunion che ~64 Ma provoca l'allontanamento del plateau di Mascarene dall'India. Ipotesi rafforzata dal fatto che si tratta di eventi dove, tranne per il Karroo-Ferrar, (Fig. 30) ai plumes sono associate tracce evidenti di catene vulcaniche sottomarine [Dalziel et al., 2000].

4.2. Il break-up di Gondwana

L'inizio del break-up di Gondwana viene associato alla formazione di una grande provincia magmatica intraplacca che nel Giurassico medio si estendeva linearmente per ~5.000 km, parallelamente al margine paleo-Pacifico di Gondwana (Fig. 31). Questa regione andava dall'Africa meridionale (Karoo) all'Australia (Tasman) e alla Nuova Zelanda [Mortimer et al., 1995] attraverso l'Antartide, dove è possibile distinguere due province geochimiche: Terra della Regina Maud (DML, Dronning Maud Land in Fig. 32) e Ferrar. Quest'ultima include anche le intrusioni di Dufek (Dufek Intrusion in Fig. 32) che, in base a rilevazioni geofisiche, sono state descritte come una delle più grandi intrusioni gabbriche stratificate del mondo (~50.000 km²). Si tratta di una struttura esposta nelle Montagne di Pensacola settentrionali, che arriverebbe ad interessare anche l'isola di Berkner, formata da due sezioni stratigrafiche non sovrapposte distanti ~40 km l'una dall'altra, nel Dufek Massif e nel Forrestal Range.

Benché non siano esposti contatti tra le due sezioni è stata avanzata l'ipotesi che, in base

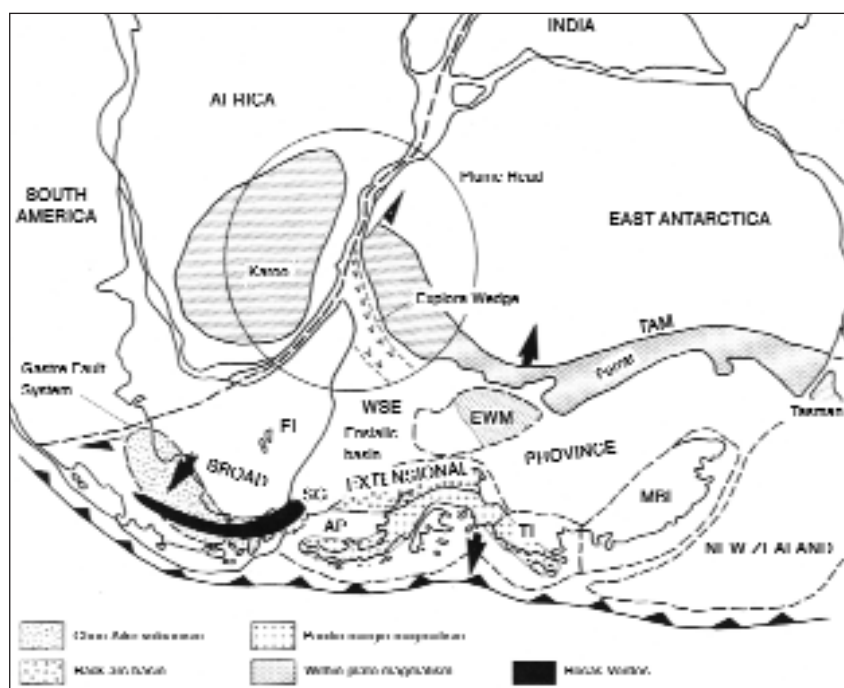


Figura 31. Ricostruzione di Gondwana nel Giurassico medio (~180 M) poco prima del break-up, con l'indicazione del plume di Bouvet come proposto da White e McKenzie [1989], delle varie province magmatiche e gli strati sismicamente riflettenti inclinati verso mare (Explora-Wedge) interpretati come una sequenza vulcanica Giurassica. Le abbreviazioni sono: AP, Antarctic Peninsula; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; FI, Falkland Islands; MBL, Marie Byrd Land; SG, South Georgia; TI, Thurston Island; TAM, Transantarctic Mountains. da Storey [1995].

a caratteri petrografici e geochimici, le successioni formino parte di una unica unità spessa ~9 km, intrusa nelle rocce sedimentarie Paleozoiche, in precedenza deformate dall'evento Gondwaniano [Behrendt et al., 1980].

Il meccanismo che ha innescato la messa in posto di queste rocce è però fortemente dibattuto e di recente Ferris et al., [2000] hanno proposto un ridimensionamento delle intrusioni di Dufek a 6.600 km², ipotizzando che i gabbri di Dufek e Forrester rappresentino due fasi intrusive separate. La loro messa in posto sarebbe avvenuta tra due fasi estensionali legate all'iniziale break-up di Gondwana: la prima fase avrebbe comportato il sollevamento del basamento dell'isola di Berkner, mentre la seconda sarebbe stata caratterizzata da una componente trascorrente. Ed incerti e controversi restano anche il ruolo svolto dai mantle plumes nell'ambito del break-up di Gondwana e della messa in posto delle rocce legate all'episodio Karoo-Ferrar [Heimann et al., 1994; Storey, 1995; Brewer et al., 1996; Leitchkov et al., 1996; Ferris et al., 1998; Fitzgerald, 1999; Dalziel et al., 2000;].

Infatti, quella del Karoo-Ferrar è una provincia magmatica che, nel suo complesso non sembrerebbe compatibile con la presenza di un mantle plume con una terminazione a forma circolare, e del resto l'iniziale posizione del mantle plume Karoo-Ferrar non è connessa direttamente ad un hotspot attuale mediante una dorsale asismica di vulcani estinti [Dalziel et al., 2000]. L'azione di un mantle plume sembrerebbe però plausibile limitatamente alla provincia del Karoo-DML [White e McKenzie, 1989], sia per il grande volume di rocce vulcaniche erutta-

te in un breve lasso di tempo che per il sollevamento subito dall'Africa meridionale. La presenza di un plume in questa regione è indicato anche dalla successiva generazione tanto del Madagascar Ridge, caratterizzato da 25 km di rocce ignee formatesi sopra un hotspot, che dalla vicina e simile dorsale ignea Mozambique Ridge [White e McKenzie, 1989].

Però, se è vero che i volumi di rocce stimati per le province magmatiche di Choin Aike/Antartide occidentale (235.000 km³) e Ferrar (500.000 km³) sono piuttosto inferiori agli espandimenti basaltici del Karoo (1.500.000 km³), c'è da dire che restano comunque paragonabili agli espandimenti del Columbia River (175.000 km³) [Pankhurst et al., 1998a; Féraud et al., 1999]. Così alcuni [Lawver et al., 1992, 1999; Dalziel et al., 2000] ritengono che sotto la provincia, nel Giurassico si trovasse il Bouvet hotspot, mentre altri sostengono che potrebbe esserci stato il Crozet hotspot [Curry e Munasinghe, 1991] oppure il Marion hotspot [Duncan e Richards, 1991].

Se da un lato le caratteristiche geochimiche sembrano confermare l'origine da mantle plume per le tholeiiti Giurassiche della DML, dall'altro emerge che la provincia di Ferrar, insieme alle intrusioni di Dufek, sia stata invece originata da estensione litosferica senza alcuna componente di plume. Quindi, secondo Brewer et al., [1996] il rifting nel Mare di Weddell sarebbe stato prodotto da un plume locale, separato nel tempo e nello spazio dal Karoo plume, che avrebbe però generato le forze guida del rifting. Per giustificare la natura lineare del magmatismo della provincia di Ferrar è stata anche

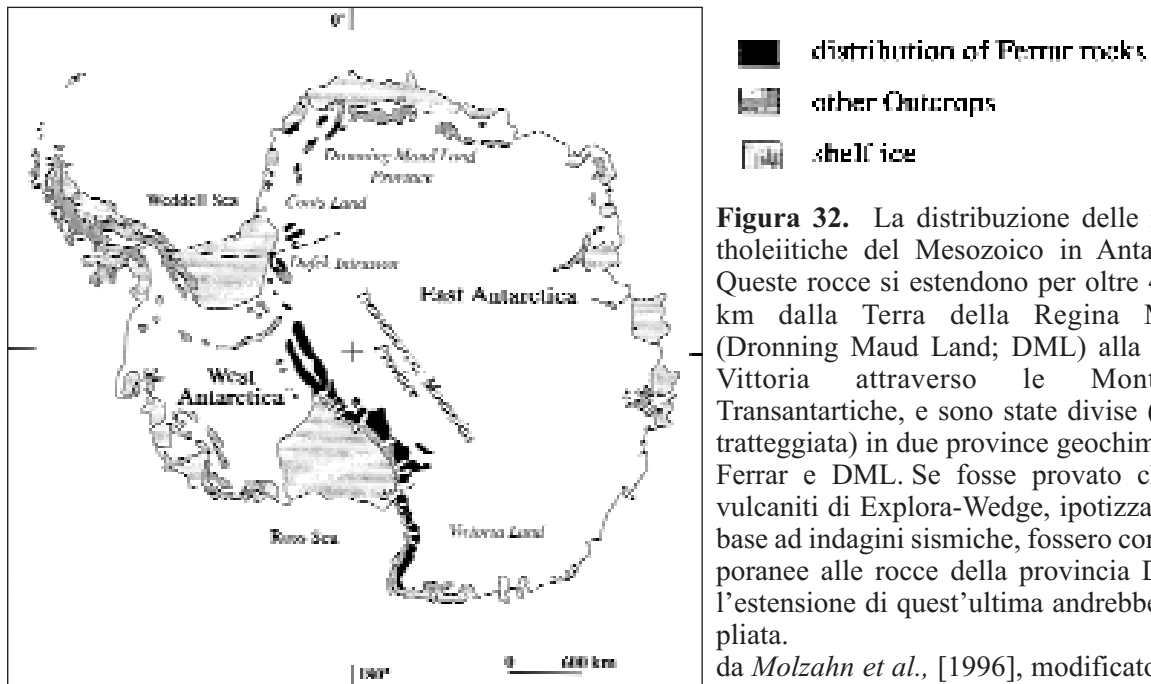


Figura 32. La distribuzione delle rocce tholeiitiche del Mesozoico in Antartide. Queste rocce si estendono per oltre 4.500 km dalla Terra della Regina Maud (Dronning Maud Land; DML) alla Terra Vittoria attraverso le Montagne Transantartiche, e sono state divise (linea tratteggiata) in due province geochemiche: Ferrar e DML. Se fosse provato che le vulcaniti di Explora-Wedge, ipotizzate in base ad indagini sismiche, fossero contemporanee alle rocce della provincia DML, l'estensione di quest'ultima andrebbe ampliata.
da Molzahn *et al.*, [1996], modificato.

ipotizzata l'azione di un hot-line [Cox, 1978], che potrebbe essere vista come una serie di province magmatiche tra loro collegate che si intersecano con l'unica provincia associata con certezza ad un plume, quella del Karoo [Storey, 1996]. Inoltre, la messa in posto di queste rocce basiche, in Sudamerica, è contemporanea all'attività di una delle più grandi province a vulcanismo acido del mondo: la provincia Chon Aike o Tobifera che, in una ipotetica ricostruzione del Gondwana, prosegue nella provincia basaltica Karoo-Ferrar-Tasman [Storey e Alabaster, 1991] e comprende numerose formazioni in Cile e Argentina, rocce vulcaniche affioranti nella Penisola Antartica, rocce granitiche nelle Montagne di Ellsworth-Whitmore e nella South Georgia (Fig. 31) [Pankhurst *et al.*, 1998a].

Ed in base a recenti datazioni radiometriche [Féraud *et al.*, 1999] nella provincia Chon Aike, rioliti ed andesiti si sarebbero messe in posto contemporaneamente a rocce più mafiche, supportando un carattere bimodale del vulcanismo Giurassico della Patagonia, per giustificare il quale sono stati richiamati vari meccanismi [Elliot *et al.*, 1999; Molzahn *et al.*, 1996; Storey, 1995] tra cui anche l'azione di un singolo superplume a cui vengono associate le province magmatiche Karoo, Ferrar e Chon Aike [Storey e Kyle, 1997]. Evento ritenuto possibile anche da Pankhurst *et al.*, [1998a], almeno per le rioliti di Chon Aike, le quali vengono associate ad un'estensione litosferica che potrebbe aver interagito con un plume alla base della litosfera.

Tuttavia, dato che la messa in posto dell'intera provincia avvenne in un lasso di tempo piuttosto ampio, tra il Giurassico medio ed il

Cretacico inferiore (~188÷140 Ma), Pankhurst *et al.*, [1998a] ritengono improbabile che la provincia Chon Aike sia riconducibile ad un semplice modello da mantle plume, ed attribuiscono un ruolo più significativo alla subduzione lungo il margine Pacifico. Vale a dire che questo vulcanismo si presenta in un'area compresa tra due margini: quello orientale, caratterizzato da eventi di magmatismo intraplacca che ricadono in un intervallo di tempo che va dall'iniziale break-up di Gondwana (~180 Ma) alle prime tracce dell'espansione del fondo oceanico nel bacino del Mozambico (~155 Ma); quello occidentale, dove nello stesso intervallo di tempo stava agendo una zona di subduzione, la cui geometria e posizione sono incerti. Quindi, la Patagonia rappresenta una zona di transizione tra un rifting continentale, associato ad abbondante vulcanismo che produce espandimenti basaltici continentali, e una zona di subduzione. Quando, infine, avvenne il break-up di Gondwana, si instaurò un dominio oceanico su entrambi i lati [Féraud *et al.*, 1999].

I dati geocronologici disponibili per le varie province magmatiche, però, non consentono di risolvere in maniera univoca le relazioni spaziali e temporali del magmatismo associato agli iniziali rifting e break-up di Gondwana. Questo anche perché il fenomeno avviene gradualmente (240÷160 Ma), così come l'estensione e l'assottigliamento crostali che, iniziati a Nord si sarebbero poi propagato verso Sud: la storia dell'espansione dei fondi oceanici che accompagna il break-up di Gondwana è registrata nei mari che bagnano l'Antartide, ed in particolare nel Mare di Weddell [Lawver *et al.*, 1992].

4.3. Il Mare di Weddell

Quando iniziò l'espansione oceanica nei bacini della Somalia e del Mozambico, che segnano l'inizio della dispersione di Gondwana, la provincia Choin Aike fu disarticolata dalla formazione di un bacino marginale che, attualmente, è rappresentato dalle rocce ofiolitiche conosciute come Rocas Verdes nel Sudamerica meridionale, e dal complesso Larsen Harbour nell'isola South Georgia [Storey e Alabaster, 1991].

Il Mare di Weddell, nella sua propaggine meridionale, si sarebbe aperto sotto forma di bacino connesso al bacino di retro-arco che si espandeva nel Rocas Verdes Basin, ed era probabilmente collegato ai bacini della Somalia e del Mozambico attraverso un braccio di mare tra l'Africa ed il Madagascar (Fig. 28b). Quindi, definire i limiti di questo bacino è molto importante in quanto consentirebbe di risalire alle dimensioni del bacino del Mare di Weddell (Fig. 33 e 34), la cui evoluzione gioca un ruolo importantissimo nell'espansione del fondo oceanico tra Gondwana orientale e occidentale [LaBrecque e Barker, 1981; Lawver et al., 1992].

Si tratta di un'area che ricade nel Weddell

Sea Embayment (WSE), il nome informale che è stato dato ad una piattaforma continentale, caratterizzata da profondità comprese tra i 300 ed i 1500 m, con dimensioni di $\sim 1.000 \times 700$ km.

Il WSE è definito come la regione del Mare di Weddell, a Sud dei 70° S, comprensiva delle piattaforme galleggianti di ghiaccio di Ronne e di Filchner, delimitata a Sudest dai blocchi crostali di Haag Nunataks e delle Montagne di Ellsworth-Whitmore-Pensacola, a Est dal cratone dell'Antartide orientale e a Ovest dalla Penisola Antartica [Hunter et al., 1996; King, 2000]. Un'area dove individuare l'esatta natura del basamento è importante per definire i movimenti dei blocchi crostali nel Sud Atlantico perché se il WSE fosse di origine continentale, un ulteriore microplacca abbastanza grande dovrebbe essere inclusa nella ricostruzione di Gondwana: potrebbe essere la microplacca di Filchner [Dalziel e Elliot, 1982] oppure l'intera WSE meridionale [Livermore e Hunter, 1996]. Tant'è che dati magnetici, sismici e di gravità suggeriscono la presenza di strutture tipo horst e graben, sotto una coltre di sedimenti che raggiungono $\sim 12-15$ km di spessore

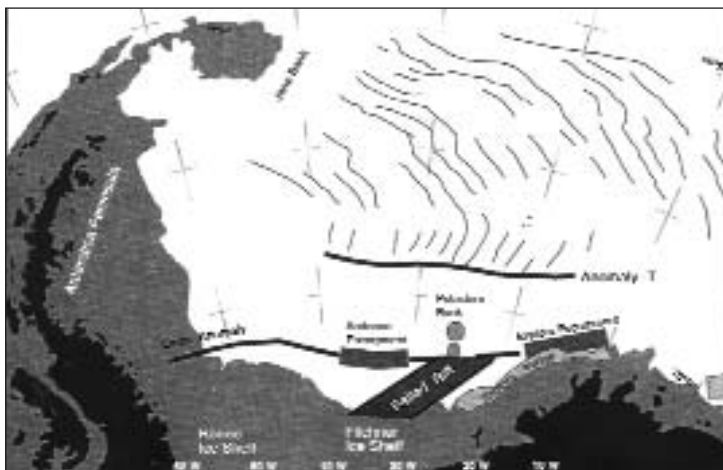


Figura 33. Mappa semplificata che riassume i principali lineamenti Mesozoici del Mare di Weddell legati al break-up di Gondwana. Le piattaforme sono riportate in grigio chiaro fino alle isobate di 2.000 m. Le linee sottili individuano una struttura "herring-bone" e rappresentano anomalie gravimetriche prodotte dal movimento tra Sudamerica e Antartide. L'anomalia T dovrebbe segnare il limite esterno del margine oceanico della placca Antartica, prima della separazione di Sudamerica ed Africa.

da Livermore e Hunter [1996].

Figura 34. Le anomalie magnetiche del fondo oceanico nel Mare di Weddell e nel SE dell'oceano Indiano. Il profondo bacino oceanico, occupato dal Mare di Weddell, separa il cratone dell'Antartide orientale dalla Penisola Antartica. Capire l'evoluzione tettonica del bacino dovrebbe consentire di risolvere gran parte dei problemi relativi alla ricostruzione di Gondwana, che riguardano soprattutto la posizione della Penisola Antartica e del blocco formato dalle Montagne di Ellsworth-Whitmore, e dei loro spostamenti rispetto il Sudamerica.

da Elliot [1991].



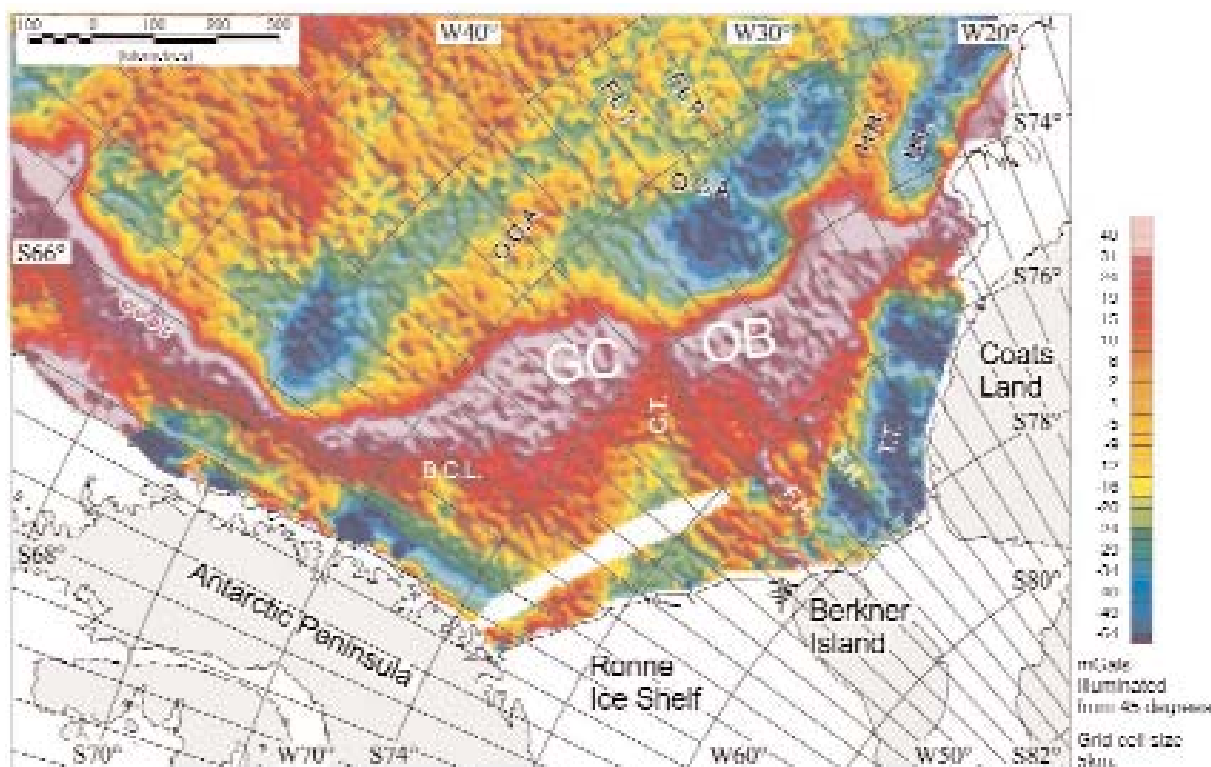


Figura 35. Sezione che mostra dati di anomalie gravimetriche da satellite nel WSE. Le abbreviazioni sono: **B.C.L.**, Black Coast low; **C.T.**, Central trough; **F.H.**, Filchner high; **F.L.**, flow lines (possibili linee di flusso caratteristiche di un gruppo di dorsali ad andamento N-S); **GCOB**, gravity continent ocean boundary; **H.H.**, Halley high; **H.L.**, Halley low; **O.G.A.**, Orion gravity anomaly; **T.T.**, Thiel Trough. da Ferris et al., [2000].

su crosta continentale assottigliata [King, 2000; Livermore e Hunter, 1996; Rogenhagen e Jokat, 2000]. Caratteristico del WSE è poi l'andamento "a spina di pesce" (herring-bone) delle anomalie rilevate mediante le mappe di gravità in aria libera, ottenute dai dati Geosat ad alta risoluzione (Fig. 33, 35), ed interpretate come corti offset di zone di frattura (flow lines in Fig. 35), ad andamento NW-SE e NE-SW, che starebbero e indicare la direzione d'apertura del Mare di Weddell meridionale, basandosi sulla rotazione dei principali continenti che formavano il Gondwana [Livermore e Hunter, 1996]. Questo schema "herring-bone" termina con un alto gravitativo stretto e lineare, ad andamento E-W, che Livermore e Hunter [1996] hanno definito Anomalia T (Fig. 33), e che potrebbe indicare una trascorrenza destra che segna il movimento avvenuto ~150 Ma (?) dell'Antartide rispetto all'Africa e al Sudamerica [Reeves, 2000].

Alcuni autori [Livermore e Woollett, 1993] hanno suggerito che le anomalie magnetiche, associate all'Anomalia T, potrebbero rappresentare l'anomalia M11 (135 Ma), cioè l'età d'apertura del Sud Atlantico, mentre altri [Livermore e Hunter, 1996] sono propensi per un'età più giovane (M4-M0, 124-118 Ma). In base a quest'ultima ipotesi, la presenza di vicine

e spaziate fosse e dorsali gravitative a Nord dell'Anomalia T, potrebbe essere spiegata con un'improvvisa riduzione del tasso d'espansione della dorsale prodotta dalla separazione del Sudamerica dall'Antartide che, nella sua fase iniziale, non è ben definita per via dell'assenza di anomalie magnetiche più vecchie che M29 (162 Ma). Tuttavia, anche i nuovi dati sismici, sembrerebbero confermare che l'inizio del break-up avvenne nell'area del Mare di Weddell occidentale [Rogenhagen e Jokat, 2000].

Quindi, l'esatta ricostruzione di questi movimenti passa attraverso una questione alquanto controversa: la definizione del limite di placca tra il continente Antartico e il Mare di Weddell, riferito alla transizione tra la crosta continentale preesistente e la nuova crosta oceanica formata al margine passivo [King, 2000]. Limite che, in base ad una rielaborazione dei dati disponibili insieme a nuove indagini, è stato di recente [Ferris et al., 2000] ipotizzato che presenta un andamento grossolanamente parallelo all'attuale linea di costa dell'Antartide orientale, essendo marcato da pronunciate anomalie positive gravitative (GCOB in Fig. 35) e magnetiche (MCOB in Fig. 36).

A causa dell'assenza di sondaggi e perforazioni, vengono fatte molte speculazioni circa

le strutture che definiscono questo limite che in un primo momento [Hinz e Kristoffersen, 1987] si pensava fosse segnato da due scarpate ad andamento lineare, Explora e Andenes Escarpments (Fig. 33). La prima, Explora, ritenuta di origine vulcanica, si sarebbe formata durante l'iniziale break-up di Gondwana, mentre Andenes (riportata come Andenes Anomaly in Fig. 36) è rappresentata da alti strutturali coperti da sedimenti che formano una struttura lineare per varie centinaia di km verso la Penisola Antartica. Inoltre, in apparente continuità tra le due scarpate, è stata rilevata un'anomalia magnetica di ampiezza elevata (Orion Anomaly in Fig. 33, e O.G.A. in Fig. 35 e 36) anch'essa ad andamento lineare, che è stata associata ad un vulcanismo diffuso durante le prime fasi di break-up [Livermore e Hunter, 1996]. È stato così ipotizzato [Kristoffersen e Hinz, 1991] che questa combinazione di lineamenti batimetrici, magnetici e del basamento, segnasse un andamento continuo E-W del limite continente-oceano (Fig. 33). Nell'area compresa tra le due scarpate e proposta come limite di placca, però, invece di una struttura E-W si trova il Polastern Bank (71°15'S e 25°W), una struttura che si eleva per 400 m dal fondo marino e ~2.500 m

sopra il basamento circostante: è stata interpretata come una catena composta da 3 seamounts ad andamento N-S prodotta da un hotspot, a sua volta legato probabilmente ad un movimento N-S [Jokat et al., 1996].

Altro lineamento significativo per definire il limite continente-oceano, è Explora Wedge (Fig. 33, 36). Si tratta di una struttura allungata, individuata su basi sismiche, costituita da un insieme di strati riflettenti, di origine vulcanica, inclinati verso mare ad andamento perpendicolare alla linea di costa, sulla parte verso terra di Explora Escarpment [Johnson et al., 1992].

Explora Wedge è stata anche l'oggetto di alcuni sondaggi nell'ambito dell'Ocean Drilling Program (ODP 691 e 692) con i quali, però, non si è riusciti a raggiungere una profondità sufficiente per definirne il substrato e l'età di messa in posto, che viene comunque attribuita al Giurassico medio [Storey e Alabaster, 1991].

Tuttavia, le unità sottostanti il basamento (Fig. 37) mostrerebbero caratteristiche simili a quelle che sono state osservate all'Outer Vöring Plateau, un margine continentale vulcanico che si trova a ridosso di Norvegia e Groenlandia [Kristoffersen e Hinz, 1991 e ref. ivi citate]. Se questo fosse vero, Explora Wedge verrebbe a

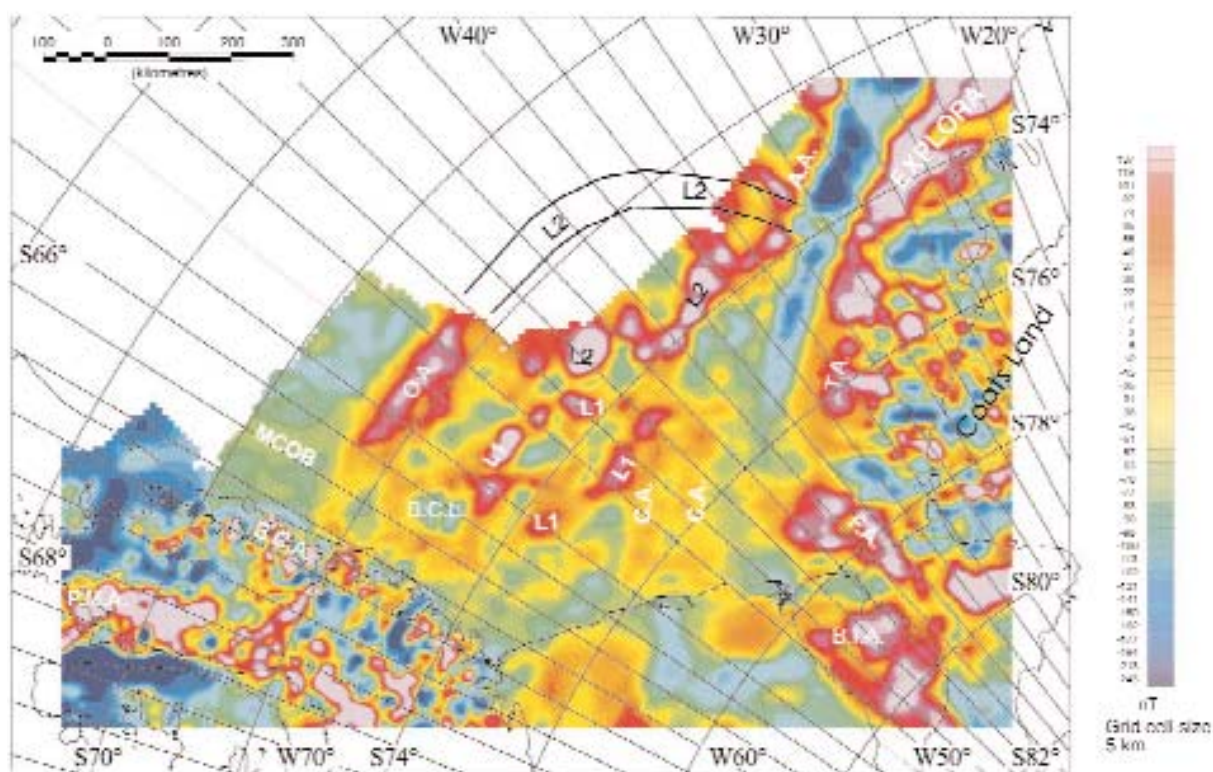


Figura 36. Sezione che mostra le anomalie magnetiche totali nel WSE. Le abbreviazioni sono: **A.A.**, Andenes anomaly; **B.C.L.**, Black Coast low; **B.C.A.**, Black Coast anomalies; **B.I.A.**, Berkner Island anomaly; **C.A.**, Central anomalies; **F.A.**, Filchner anomalies; **L1**, Lozenge 1; **L2**, Lozenge 2; **MCOB**, magnetic continent ocean boundary; **O.G.A.**, Orion gravity anomaly; **P.M.A.**, Pacific Margin Anomaly; **T.A.**, Thiel anomalies.
da Ferris et al., [2000] modificato.

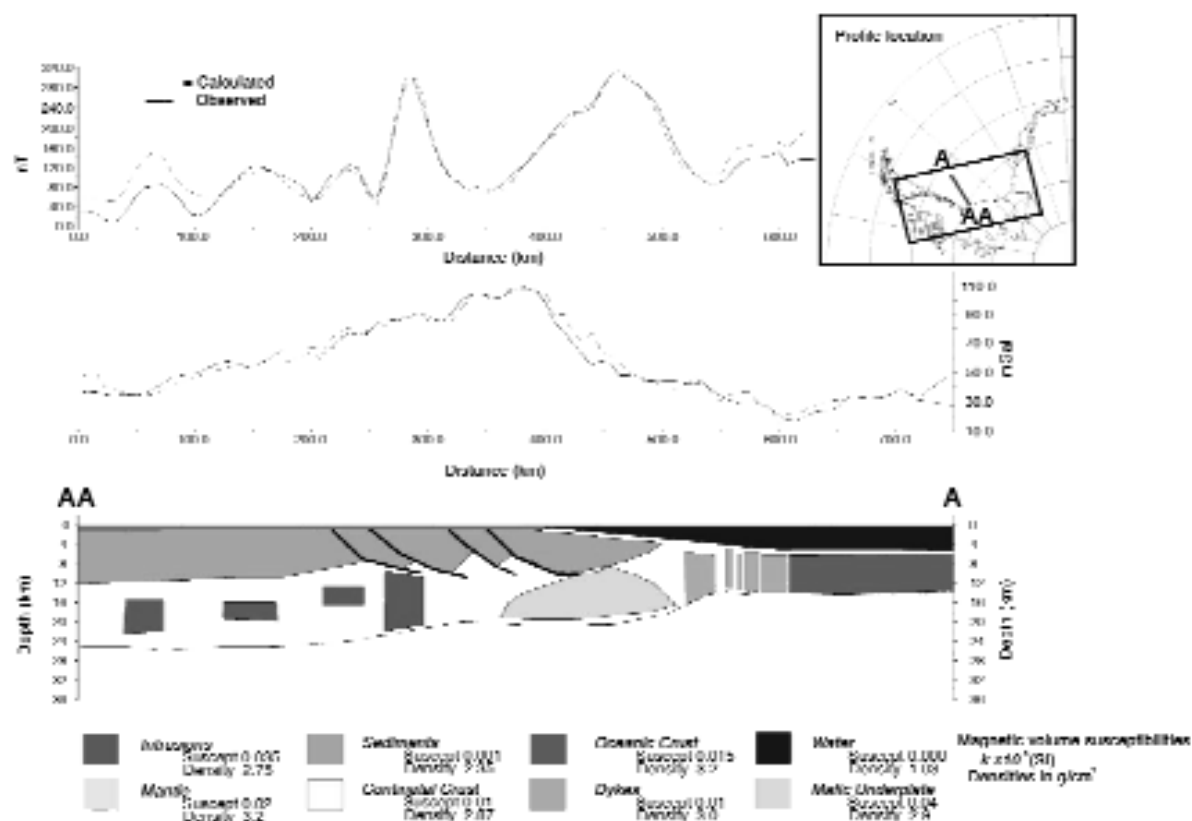


Figura 37. Modello interpretativo dei dati magnetici e di gravità attraverso il margine del WSE. da Ferris *et al.*, [2000].

trovarsi nei pressi del limite continente-oceano. Inoltre, sulla base delle caratteristiche magnetiche, Explora Wedge venne interpretata in estensione verso Sudovest, nel WSE presso l'isola di Berkner, e verso terra al Dufek Massif (Fig. 34). Questa ipotesi è in accordo con la presenza di un profondo graben lineare (failed rift in Fig. 33) individuato sulla base di dati sismici, che si sviluppa parallelamente all'adiacente segmento delle TAM ad andamento NE-SW, delimitato dall'Antartide orientale e dall'Explora-Andenes Escarpment [King *et al.*, 1996].

Tale struttura viene individuata anche su basi magnetiche e gravimetriche [Ferris *et al.*, 2000], ma viene suddivisa in due parti, distinguendo il ramo sottostante la piattaforma di Filchner: le anomalie magnetiche Thiel (T.A. in Fig. 36) individuano un graben tra l'isola di Berkner e la Terra di Coats che, in base ai dati di gravità (T.T. in Fig. 35), si estende ulteriormente a SW dove viene interrotto dalle anomalie di Filchner (F.H. in Fig. 35; F.A. in Fig. 36). Queste, insieme alle anomalie del Central Trough (C.T. in Fig. 35; C.A. in Fig. 36) sono ritenute associate a strutture di rift che, insieme a quelle di Thiel, rappresenterebbero ciò che resta di una giunzione tripla Rift-Rift-Rift, la quale nel Giurassico medio-inferiore provocò la frantumazione di Gondwana.

4.4. L'evoluzione del Mare di Weddell

Quindi, in base a recenti interpretazioni [Ferris *et al.*, 1998; 2000], nell'area attualmente occupata dal Mare di Weddell era attivo un complesso sistema di rifts NW-SE ed E-W. Questa attività di rift, attraverso l'espansione del fondo oceanico, avrebbe portato alla formazione del Mare di Weddell e alla migrazione verso Nord del Falkland Plateau. Eventi individuati dalle linee di flusso (Fig. 33, 36) e dal Polastern Bank, la catena di seamounts indice della presenza di crosta oceanica, che quindi si troverebbe a 100 km dalla costa (Fig. 35).

In questo modello, il passaggio da crosta continentale ad oceanica è graduale e legato alla produzione di un grande volume di materiale magmatico, individuato dalle anomalie magnetiche Lozenge 1 e Lozenge 2 (Fig. 36, 37) che vengono interpretate come quattro distinti corpi intrusivi separati e tabulari, prodotti nel primo stadio di rifting in un ambiente continentale. Anche l'Orion Anomaly viene ricondotta alla presenza di corpi plutonici che hanno ispessito la crosta inferiore. Ciò è in accordo con un'inarcamento iniziale della crosta sopra un plume che avrebbe provocato la formazione di un'estensione triassiale tra la Terra di Coats, la Penisola Antartica ed il Falkland Plateau.

La sequenza di eventi estensionali pre-

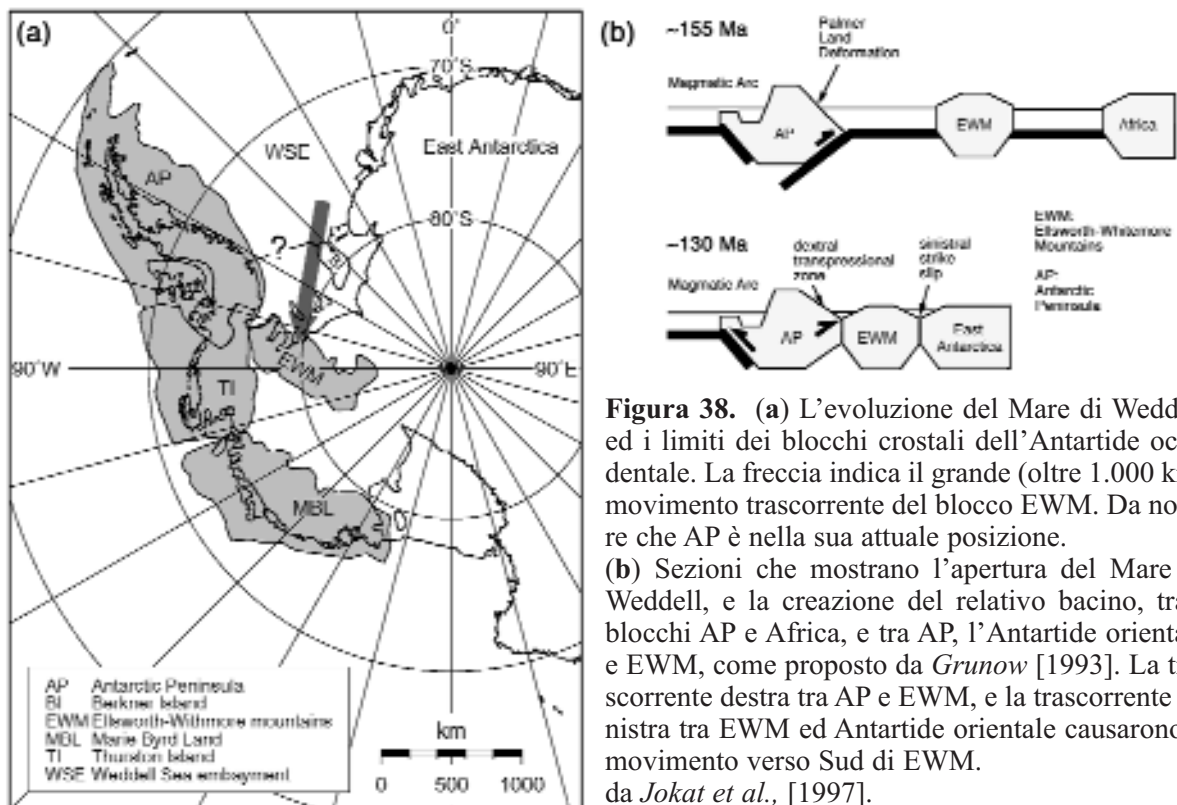


Figura 38. (a) L'evoluzione del Mare di Weddell ed i limiti dei blocchi crostali dell'Antartide occidentale. La freccia indica il grande (oltre 1.000 km) movimento trascorrente del blocco EWM. Da notare che AP è nella sua attuale posizione.

(b) Sezioni che mostrano l'apertura del Mare di Weddell, e la creazione del relativo bacino, tra i blocchi AP e Africa, e tra AP, l'Antartide orientale e EWM, come proposto da *Grunow* [1993]. La trascorrente destra tra AP e EWM, e la trascorrente sinistra tra EWM ed Antartide orientale causarono il movimento verso Sud di EWM. da *Jokat et al.*, [1997].

sentati da *Ferris et al.*, [2000] suggeriscono che sostanziali rotazioni o traslazioni di microplacche non avvennero durante o immediatamente dopo questa fase, perché lo stretching non si spinse sufficientemente lontano da produrre crosta oceanica e permettere il passaggio di una microplacca continentale come quella delle Montagne di Ellsworth-Whitmore, che diventa particolarmente problematico da collocare in quanto la sua posizione originaria, precedente al break-up, risulta oggi occupata dalla crosta continentale della piattaforma di Filchner [*Hübscher et al.*, 1996]. Perciò, la rotazione del blocco formato dalle Montagne di Ellsworth-Whitmore deve essere avvenuto prima dell'estensione del WSE [*Ferris et al.*, 2000].

Questa rappresenta un'ipotesi alternativa ad uno dei modelli più largamente accettati [*Grunow*, 1993] che presuppone invece la presenza, in piccoli frammenti, di crosta oceanica nel Mare di Weddell meridionale: sarebbe ciò che rimane di un bacino largo oltre 1.000 km, che si formò ~175÷155 Ma, prima che avvenisse il break-up di Gondwana, tra il blocco delle Montagne di Ellsworth-Whitmore connesso all'Antartide orientale, e la base della Penisola Antartica (Fig. 38), che veniva ruotata in senso orario rispetto al cratone Antartico.

4.5 L'evoluzione della Penisola Antartica

Gli effetti dell'espansione del fondo ocea-

nico, insieme ai movimenti delle microplacche dell'Antartide occidentale nella regione del Mare di Weddell, potrebbero essere individuati dall'evoluzione geodinamica della Penisola Antartica. Questa attualmente si presenta come un margine passivo, ma durante il Mesozoico e la maggior parte del Cenozoico fu un margine attivo, caratterizzato da subduzione della placca oceanica di Phoenix sotto la placca Antartica [*Barker e Lawver*, 1988]. Fenomeno che è riassumibile in quattro eventi principali (Fig. 39): (a) estensione tra il Triassico superiore e il Giurassico inferiore, correlata con il rifting iniziale nella regione del Mare di Weddell; (b) transpressione destra tra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore; (c) estensione nel Cretacico inferiore; (d) compressione nel Cretacico superiore [*Storey et al.*, 1996b].

Sull'evoluzione della Penisola Antartica potrebbe aver avuto un ruolo cruciale il fatto che, tra ~160 e ~130 Ma, la fratturazione del Gondwana viene caratterizzata da un cambio nel regime di stress: il supercontinente passa, approssimativamente, da una separazione E-W ad una N-S [*Lawver et al.*, 1991].

L'evento sarebbe stato registrato nel bacino di Latady (Latady Basin in Fig. 39a) che contiene spesse sequenze di retro-arco: si formò lungo il margine SE della Penisola Antartica, dietro un attivo sistema di arco continentale, dopo un periodo di magmatismo bimodale tipico di ambienti continentali estensivi [*Weaver e*

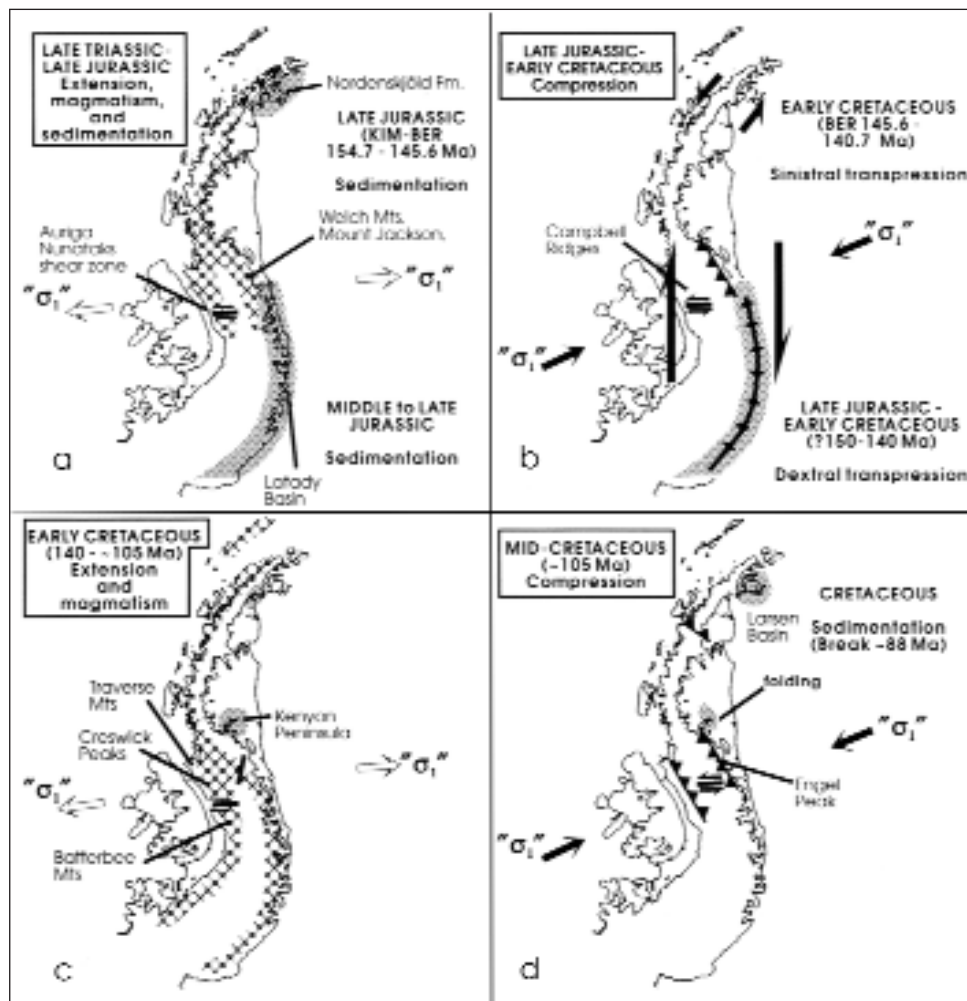


Figura 39. Schema riassuntivo dei principali eventi tettonici che nel Mesozoico hanno interessato la Penisola Antartica. Questa è caratterizzata da un arco magmatico, attivo tra il Mesozoico e gran parte del Cenozoico, che si formò lungo il margine attivo di Gondwana, come indicato dalle spesse sequenze sedimentarie di retro-arco contenute nel bacino di Latady (Giurassico medio e superiore) ed in quello di Larsen (Cretacico-Cenozoico). Le frecce indicano la direzione della deformazione principale con l'individuazione della direzione principale delle paleo-deformazioni. da Storey *et al.*, [1996b].

Storey, 1992]. Il bacino successivamente venne riempito da rocce sedimentarie (Latady Formation) derivate dall'arco magmatico e contenenti localmente abbondanti fossili marini del Giurassico medio e superiore, mentre una fase sedimentaria caratterizzava anche il margine NE della Terra di Graham (Nordenskjöld Formation in Fig. 39a). I dati dell'arco magmatico, insieme ad evidenti fenomeni di subsidenza e probabile estensione nei bacini Nordenskjöld e Latady, portano ad ipotizzare che, dal Triassico superiore al Giurassico superiore, fu attiva una prolungata fase estensiva, con una probabile prevalenza dell'orientazione E-W individuata nelle Montagne di Welch.

Le rocce sedimentarie del bacino di Latady, però, registrano anche "l'evento deformativo della Terra di Palmer" (Fig. 39b) che, avvenuto tra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore, resta caratterizzato da pieghe e sovrascorrimenti vergenti ad Est. Il significato di questo evento è particolarmente dibattuto [Storey *et al.*, 1996b] e viene associato da Grunow [1993] alla rotazione in senso antiorario dei blocchi della Penisola Antartica e dell'isola di Thurston, che sarebbe avvenuta tra i 155 e 130 Ma, insieme

allo spostamento verso Sud dell'Antartide orientale e del blocco delle Montagne di Ellsworth-Whitmore.

Spostamenti che potrebbero aver provocato la subduzione di ~500 km di fondo oceanico del Mare di Weddell, sotto il margine orientale della Penisola Antartica e quello meridionale dell'isola di Thurston (Fig. 38). Appare difficile, però, giustificare questa subduzione verso Ovest nel Mare di Weddell contemporaneamente a quella che avveniva verso Est nel Pacifico, sotto la Penisola Antartica occidentale, a meno che l'apparente interruzione del magmatismo [Pankhurst, 1982], legato all'evento deformativo registrato dalla Terra di Palmer, corrisponda ad un'interruzione della subduzione lungo il margine Pacifico. In questo caso, il cambio nel regime di stress implica la traslazione di un blocco molto grande, che incorporava lo stesso Weddell Sea Embayment.

Invece, la fase compressiva del Cretacico medio (Fig. 39d) potrebbe essere legata ad un aumento globale del tasso d'espansione del fondo oceanico e ad un evento di superplume, correlato ad un cambio dell'espansione nel Mare di Weddell da NE-SW a NW-SE.

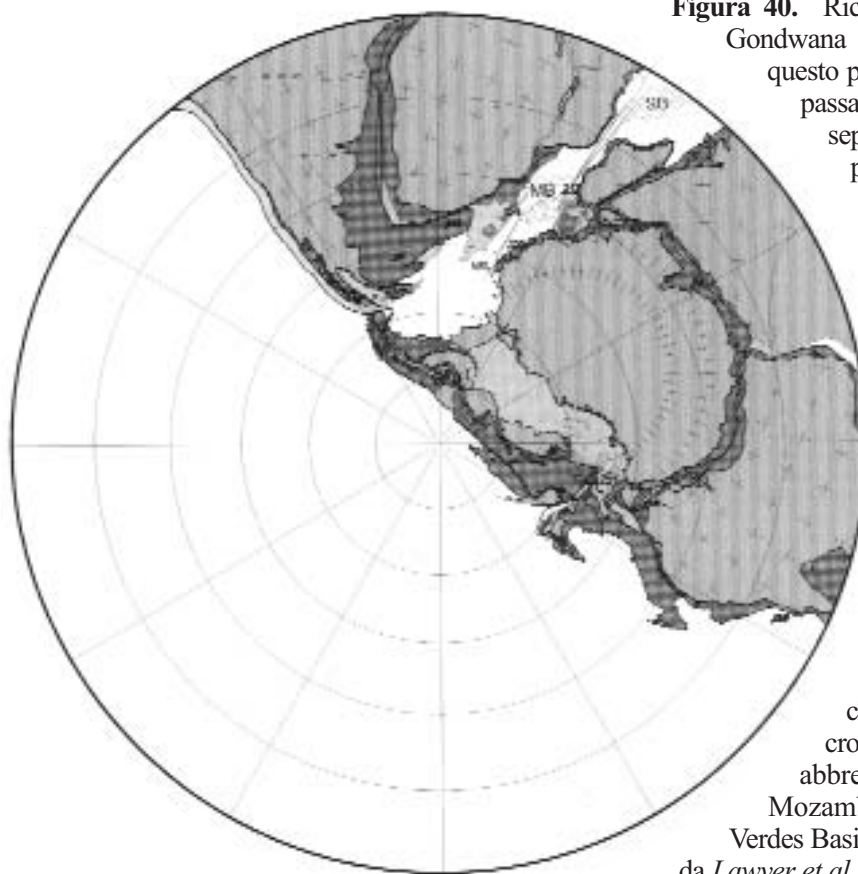


Figura 40. Ricostruzione paleogeografica del Gondwana meridionale 130 Ma. Durante questo periodo il breakup di Gondwana passa, approssimativamente, da una separazione E-W ad una N-S ed è probabile che ebbero inizio lo stretching e l'espansione di fondo oceanico tra l'India e l'Antrartide orientale, nonché nel Sud Atlantico, tra Sudamerica e Africa. Il Mare di Weddell dovrebbe essere stato un bacino oceanico connesso al bacino della Somalia mediante un braccio di mare tra l'Africa ed il Madagascar. Le aree in tonalità media di grigio sono continentali, mentre quelle più scure sono margini continentali o crosta continentale assottigliata ed ora a -2000 m. Le aree grigio-chiare sono i plateau oceanici o crosta oceanica sopra i -4000 m. Le abbreviazioni sono: (MB), Mozambique Basin; (RVB) Rocas Verdes Basin; (SB), Somali basin. da Lawver *et al.*, [1992].

La fase estensiva del Cretacico inferiore (Fig. 39c) resta individuata dalla messa in posto di plutoniti nella Terra di Palmer, nell'area a NW (141÷80 Ma) e in quella a NE (128÷83), giustificando la subduzione Pacifica diretta verso Est, l'espansione oceanica nel Mare di Weddell e un'estensione crostale nel WSE. Il picco dell'estensione e del magmatismo nel Cretacico inferiore si sovrappone all'apertura del Sud Atlantico (M11, 135 Ma) ed è stato correlato con la formazione dell'Anomalia T nel Mare di Weddell [Storey *et al.*, 1996b].

4.6. L'apertura del Sud Atlantico e il rifting Antartide/Australia-India

Il Mare di Weddell nel Cretacico inferiore (~130 Ma) andava chiudendosi nella zona meridionale (Fig. 40), creando un collegamento via terra tra Antartide occidentale ed orientale, mentre nel Sud Atlantico si espandeva il fondo oceanico [Lawver *et al.*, 1992] a causa del movimento verso Est del Sudamerica, relativamente al blocco della Penisola Antartica.

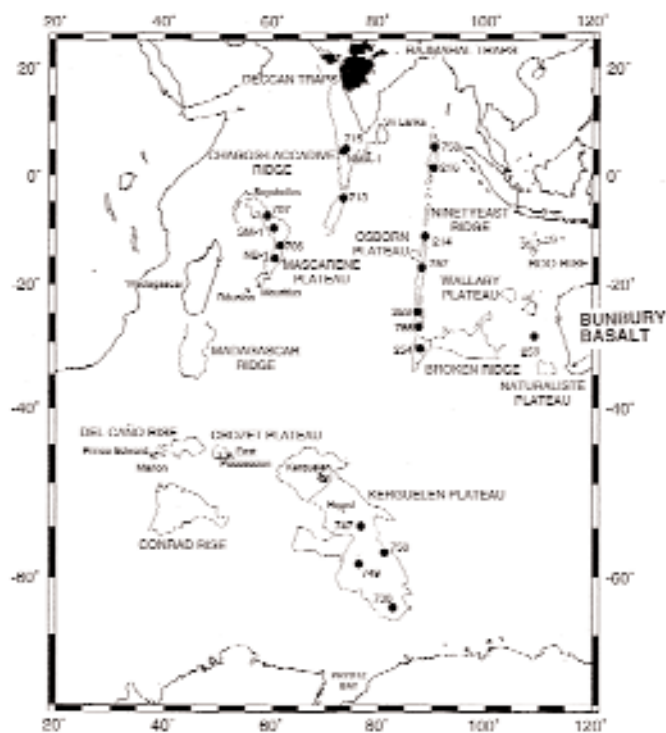
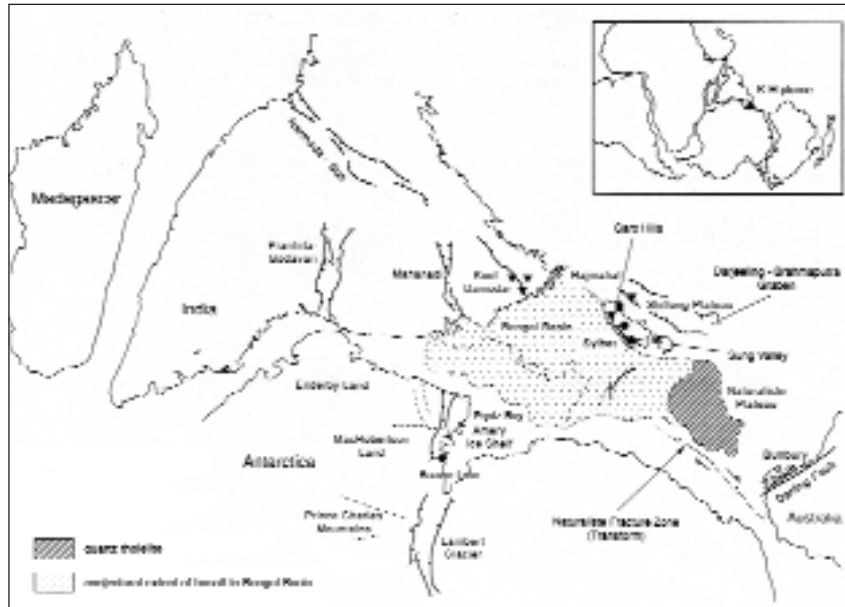
A questi movimenti, che spostano verso Nord prima l'India ed il Sudafrica (Cretacico inferiore) e poi l'Australia (Cretacico superiore), è legato lo sviluppo di alcuni bacini che racchiudono la storia dell'Antartide [Elliot, 1994]. Tra

questi, la baia di Prydz Bay (Fig. 41, 42), una rientranza del margine Antartico tra 66° E e 79° E, situata all'estremità settentrionale del graben occupato dai ghiacciai di Lambert e di Amery [Shipboard Scientific Party, 2000b, ODP Leg 188] rappresenta un'area chiave per capire il break-up tra le placche Antartica e Indiana, in quanto si trova in un rift che è stato interpretato come uno dei rami di un punto triplo sviluppati in corrispondenza della separazione dell'India dall'Antartide [Mishra *et al.*, 1999].

L'Oceano Indiano inizia a formarsi ad Est durante il break-up di Gondwana, ~160 Ma (anomalia M25) lungo il margine occidentale dell'Australia [Storey, 1995] mentre più a Sud, ~132 Ma inizia l'espansione del fondo oceanico tra la grande India e l'Australia, ancora legata all'Antartide (Fig. 40), che provoca lungo i margini continentali, un diffuso vulcanismo.

Ad esempio, a ridosso dell'Australia ci sono piccoli (~10⁵ km²) plateau basaltici sottomarini (Naturaliste e Wallaby in Fig. 41 e 42) che si formarono dopo il break-up continentale, mentre più a largo c'è la grande provincia ignea (~2,3X10⁶ km²) costituita dal Broken Ridge e dal Kerguelen Plateau che furono un'unica entità fino a ~40 Ma, quando iniziarono a separarsi lungo la nascente dorsale dell'Oceano Indiano meridionale [Tikku e Cande, 2000].

Figura 41. La provincia magmatica del Gondwana orientale ~120 Ma, che risulta caratterizzata da un'attività alcalina (lamprofiri-carbonatiti) ed eruzioni che producono imponenti espandimenti basaltici, come quelli tholeiitici di Rajmahal, in India, simili per età e composizione ai basalti australiani di Bunbury, entrambi parte di un margine estensivo che comprende anche i plateaus sottomarini Wallaby e Naturalist. Nel riquadro in alto è mostrato il Gondwana in relazione al plume Kerguelen-Heard. da Kent [1991] modificato



Così oggi il Broken Ridge (Fig. 42) è un plateau oceanico stretto (100÷200 km) e allungato (~1.000 km), che si trova a 2 km di profondità e ~1.800 km a Nord del Plateau Kerguelen. Quest'ultimo è un alto topografico piuttosto ampio, largo 200-600 km, che si estende per ~2.300 km tra 46° S e 64° S, ed è suddiviso in distinti domini: meridionale, centrale e settentrionale; Elan Bank; Labuan Basin.

I campioni più vecchi di questa provincia, i basalti tholeiitici dragati e carotati nella parte meridionale del Plateau, risalgono a ~110÷115 Ma [Frey et al., 1996; 2000]. Questi, pur avendo caratteristiche di crosta continentale comprendono un plateau oceanico che si formò ri-

Figura 42. Gli attuali principali lineamenti dell'Oceano Indiano, fatta eccezione per gli assi di dorsali attive. I punti numerati sono relativi alle perforazioni effettuate nell'ambito dell'Ocean Drilling Program/Deep Sea Drilling Project (ODP-DSDP).

Un'area chiave per capire l'evoluzione di questa regione è rappresentata dalla baia di Prydz Bay, che ha una struttura di rift in cui la profondità della Moho è a soli 22-23 km, in contrasto con i 30-34 km di profondità in corrispondenza dei fianchi del rift. Il basamento è quasi completamente formato da rocce ignee e metamorfiche del pre-Cambriano. La successione sedimentaria sovrastante presenta spessori rilevanti e non completamente noti.

La presenza nel graben di Lambert di piccoli corpi ignei (plutoni e lave) altamente alcalini, suggerisce un regime estensionale probabilmente ancora attivo.

da Frey et al., [1996] modificato.

empiendo lo spazio creato dalla separazione dell'India dall'Antartide [Storey, 1995] che, ricostruita sulla base degli incastri geometrici di India, Madagascar, Sri Lanka, Antartide e Africa [Lawver et al., 1985; Lawver e Scotese, 1987], fornisce l'allineamento della baia di Prydz Bay con le piane del Bengala, dell'India e del Bangladesh (Fig. 41).

I risultati del Leg 119 dell'ODP [Barron et al., 1989] suggeriscono che il graben di Lambert è precedente al rifting dell'India dall'Antartide orientale [Lawver et al., 1999] e quindi l'India dovrebbe aver iniziato ad allontanarsi dall'Antartide almeno nel Cretacico inferiore (118÷128 Ma).

Del resto, il rifting tra il blocco Antartide/Australia dall'India fu accompagnato da magmatismo distensivo (Fig. 41) nell'India Nordorientale (Damodar valley, Rajmahal hills, Shillong Plateau), nell'Australia Sudoccidentale (Bunbury Through e Naturaliste Plateau), nelle Montagne del Principe Carlo (Beaver Lake graben) dell'Antartide orientale e nel Kerguelen Plateau [Kent, 1991].

Vulcanismo che viene solitamente attribuito al plume Kerguelen-Heard, il quale avrebbe prodotto gran parte del Kerguelen Plateau prima di ~110 Ma e poi, a causa della rapida migrazione verso Nord dell'India, avrebbe originato (tra 82 e 38 Ma) anche la struttura lineare formata dalle tracce di hotspots che si estendono per 5.000 km nella dorsale 90° Est dell'Oceano Indiano (Ninetyeast Ridge in Fig. 42).

Successivamente, ~40 Ma, ad intercettare il plume è la dorsale dell'Oceano Indiano Sudorientale: come questa migra verso NE relativamente al plume, il magmatismo resta confinato alla placca Antartica e tra ~38 Ma e l'attuale, sul Plateau settentrionale, si forma l'arcipelago delle Kerguelen [Frey *et al.*, 1996; 2000].

La ricostruzione delle placche effettuata da Müller *et al.*, [1993] e relativa agli ultimi 130 Ma, però, evidenzia che quando venivano eruttati i Rajmahal Traps (India) ed i Bunbury basalts (Australia), il plume Kerguelen si sarebbe trovato ad oltre 1.000 km di distanza. Quindi, se questa ricostruzione è corretta, questi basalti continentali possono essere associati ad un plume soltanto se la sua terminazione raggiunge la scala di ~1.000 km od oltre, come proposto nel modello di White e McKenzie [1989], argomento alquanto dibattuto (vedi par. 4.1).

Terminata l'espansione oceanica nel bacino della Somalia, con l'anomalia M0 (119 Ma) il Madagascar raggiunge la sua attuale posizione rispetto l'Africa e ~120 Ma, anche l'India e la parte meridionale del Kerguelen Plateau si sganciano dall'Antartide, originando un lungo braccio di mare a ridosso di quello che attualmente è il margine dell'Antartide orientale.

L'Africa occidentale e il Nordest del Sudamerica erano ancora unite, così come il Falkland Plateau era ancora legato all'apice del Sudafrica impedendo in questo modo la circolazione di acque profonde nel Sud Atlantico, che continuava ad aprirsi, mentre il Rocas Verdes Basin subiva la chiusura. Allo stesso tempo, una barriera formata da Sri Lanka, Gunners Ridge e Madagascar Ridge impedisce la circolazione marina tra il Mare di Weddell ed il bacino del Mozambico, cosicché il Sud Atlantico resta un bacino oceanico privo di connessioni con le acque profonde degli altri oceani: un passaggio

di acque profonde tra la Penisola Antartica e il Sudamerica era probabilmente ostacolato dal blocco delle isole South Orkney.

La successiva espansione del fondo oceanico tanto tra il Sudamerica e l'Africa che tra l'Africa e l'Antartide, venne prodotta dalla lenta deriva dell'Antartide che si allontanava dall'America meridionale attraverso un punto di rotazione localizzato vicino all'estremità meridionale del Sudamerica [Lawver *et al.*, 1992].

4.7. Il rifting Antartide-Nuova Zelanda

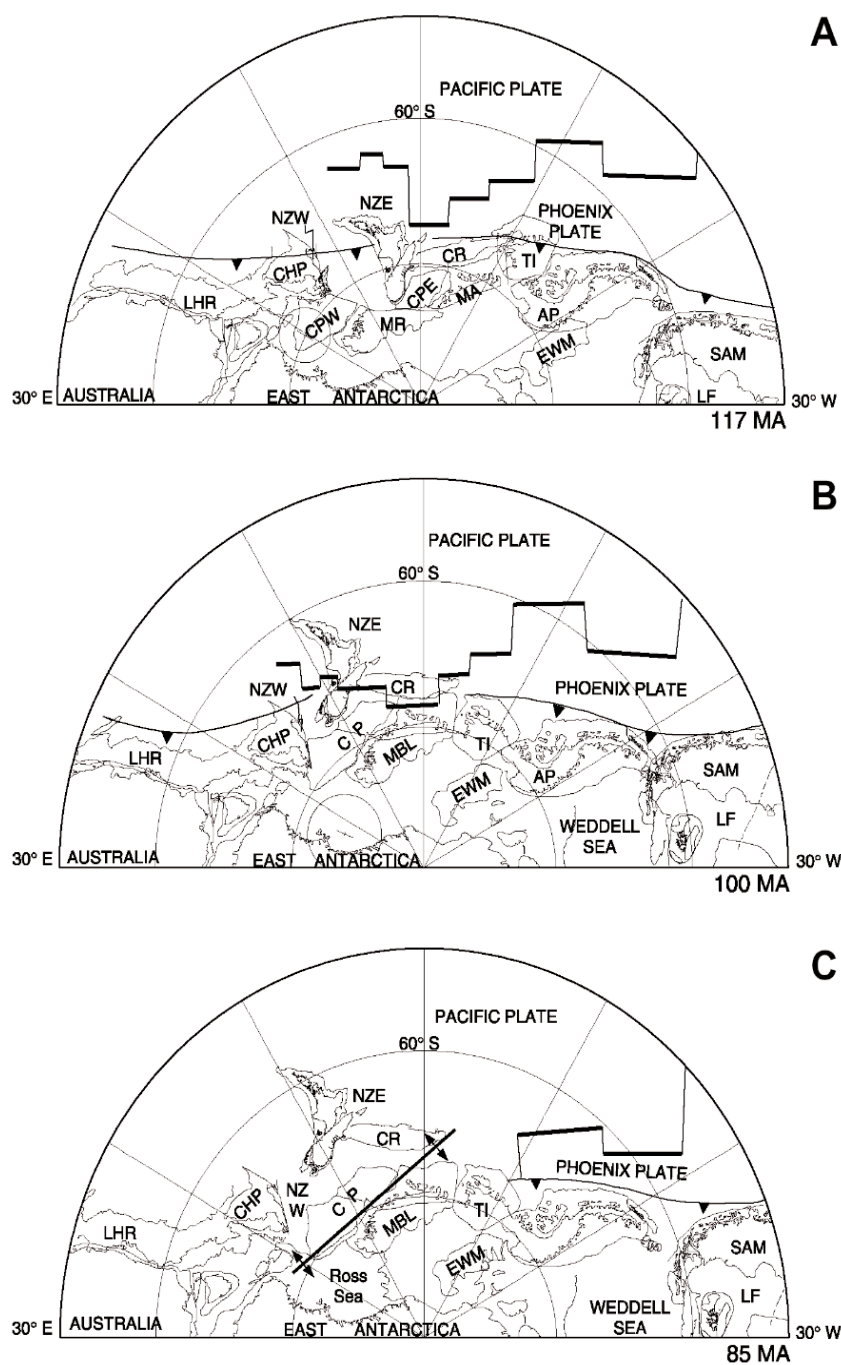
La ricostruzione della storia dell'espansione del fondo oceanico nell'Oceano Indiano Sudorientale, nel Pacifico Sudoccidentale e nel Mare di Tasmania è assai complessa a causa delle notevoli deformazioni subite dai margini continentali presenti in queste regioni, che rendono difficili le ricostruzioni paleogeografiche basate essenzialmente sull'incastro di questi margini [Sutherland, 1999].

Bradshaw [1989] ritiene che l'area chiave per effettuare queste ricostruzioni è la Nuova Zelanda, una regione dove l'attività del margine tettonico convergente attivo sin dal Permiano, si concluse nel Cretacico inferiore con la collisione della dorsale in espansione tra le placche Phoenix (PHO) e Pacifica (PAC).

La successiva fase estensiva, caratteristica del Cretacico, comporta la separazione dell'Antartide occidentale dalla Grande Nuova Zelanda, un microcontinente formato da Nuova Zelanda (North e South Islands), Campbell Plateau e Chatham Rise e la formazione del fondo oceanico nell'area più meridionale del Pacifico Sudoccidentale [McAdoo e Laxon, 1997; Mukasa e Dalziel, 2000]. La ricostruzione di questi eventi è riassunta in figura 43.

Nel Cretacico inferiore (117 Ma), una parte considerevole della dorsale PAC-PHO si trova a ridosso della regione di pre-arco della Nuova Zelanda e quando il centro d'espansione della dorsale PAC-PHO inizia ad essere subdotto lungo l'Australia (Fig. 43a) cessa il magmatismo [Lawver *et al.*, 1992; Lawver e Gahagan, 1994]. Successivamente (~105 Ma) il margine della placca Pacifica si sposta nei pressi della Nuova Zelanda e del Chatham Rise, e quando il centro d'espansione raggiunge la fossa, cessa la subduzione ed il regime tettonico, lungo il margine della Nuova Zelanda, cambia da compressivo ad estensivo [Bradshaw, 1989].

Questo fenomeno viene registrato anche nella Terra di Marie Byrd (MBL) che ~105÷100 Ma subisce una rapida transizione da arco vulcanico a zona di rift, associato a magmatismo anorogenico: le datazioni radiometriche indica-



A **Figura 43.** Ricostruzione del SW Pacifico tra il Cretacico inferiore (117 Ma), medio (100 Ma) e superiore (85 Ma). In (A) sono riportate le province di Amundsen (MA) e di Ross (MR) proposte da *Pankhurst et al.*, [1998b] dove MR è ritenuta la continuazione del margine di Gondwana ad Ovest di: SE Australia (AUS), Nuova Zelanda occidentale (NZW) e Terra Vittoria settentrionale, mentre MA è affine alla Median Tectonic Zone della Nuova Zelanda orientale (NZE), all'isola di Thurston (TI) e alla Penisola Antartica (AP). Queste due province incorporano le due sezioni paleomagnetiche "Est" e "Ovest" della Terra di Marie Byrd (MBL) come proposto da *Di Venere et al.*, [1995]. La ricostruzione in (B) delinea l'accorpamento della MBL alla crosta continentale dell'Antartide. La linea a doppie frecce in (C) è l'incipiente centro d'espansione Pacifico-Antartide tra il microcontinente della Grande Nuova Zelanda e il blocco crostale della MBL. Le altre abbreviazioni sono: **CHP**, Challenger Plateau; **CP**, Campbell Plateau (E, east, W, west); **CR**, Chatham Rise; **EWM**, Ellsworth-Whitmore Mountains; **LF**, Lafonian microplate; **LHR**, Lord Howe Rise; **SAM**, South America; **SG**, South Georgia. da *Mukasa e Dalziel* [2000].

no l'inizio di un sollevamento regionale cominciato ~100 Ma, subito dopo la messa in posto dei graniti (Fig. 43b).

In particolare, il magmatismo calc-alcalinico associato alla subduzione terminò ~110 Ma lungo le coste della MBL occidentale, però continuò fino a 96 Ma nell'area orientale della MBL, presso la baia di Pine Island Bay. Questo suggerisce che la dorsale PAC-PHO inizia a propagarsi da Ovest verso Est [*Mukasa e Dalziel*, 2000]. Inoltre, la MBL potrebbe essere stata divisa in due terranes, orientale e occidentale, che si sarebbero uniti tra 117 Ma e 100 Ma, lungo una faglia trascorrente [*Di Venere et al.*, 1995].

La Nuova Zelanda, che viene invece trasferita dal Gondwana alla placca Pacifica, ~100 Ma inizia a separarsi dal Campbell Plateau, portando così all'apertura del Great South Basin [*Lawver et al.*, 1992].

Si tratta di fenomeni che registrano l'arrivo del break-up tra l'Antartide occidentale ed il microcontinente definito Grande Nuova Zelanda, che porta anche (1) ad una prima fase estensionale nel Ross Sea Embayment [*Weaver et al.*, 1994], (2) alla formazione dei quattro principali depocentri attualmente presenti nel Mare di Ross e (3) all'iniziale sollevamento delle TAM [*Salvini et al.*, 1997].

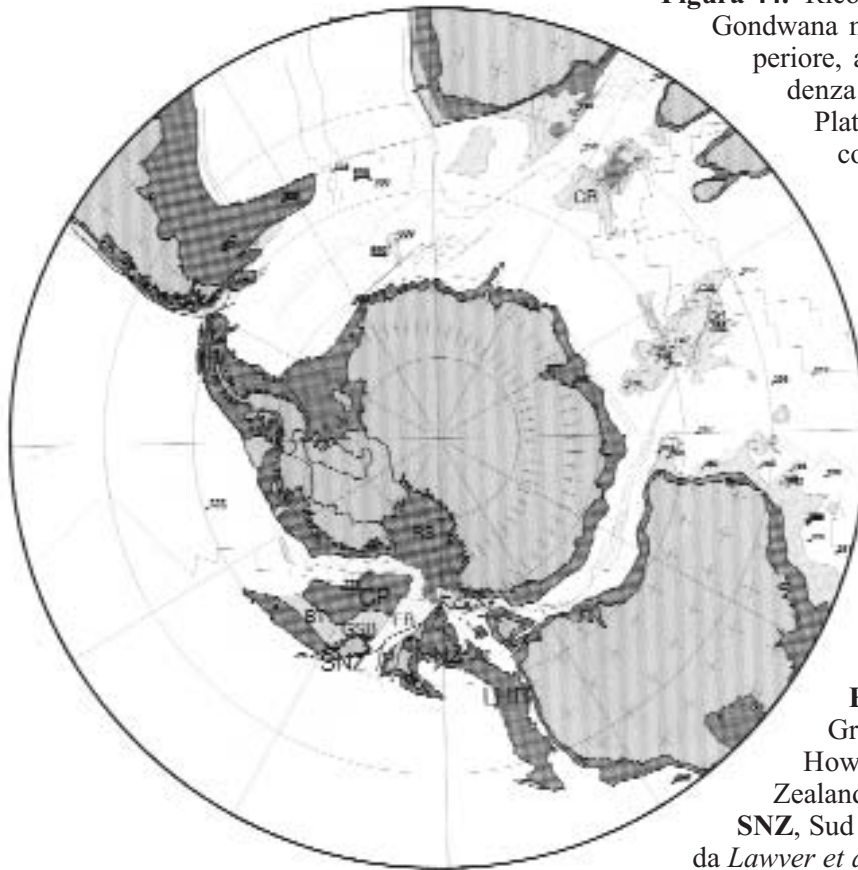


Figura 44. Ricostruzione paleogeografica del Gondwana meridionale nel Cretacico superiore, a 80 Ma. Sono messi in evidenza il rifting tra il Campbell Plateau e la Terra di Marie Byrd, con l'estensione del centro d'espansione Pacifico-Antartide, la dorsale ed il rifting tra il Mare di Tasmania ed il Lord Howe Rise. La circolazione d'acque profonde, tra la Tasmania e l'Australia, era però bloccata, mentre c'era deposizione marina a Sud dell'Australia, e l'Oceano Indiano era completamente aperto all'Oceano Pacifico. Le abbreviazioni sono: **BT**, Bounty Trough; **CP**, Campbell Plateau; **CR**, Conrad Rise; Chatham Rise; **EB**, Emerald Basin; **GSB**, Great South Basin; **LHR**, Lord Howe Rise; **NNZ**, North New Zealand; **RS**, Ross Sea Embayment; **SNZ**, Sud Nuova Zelanda. da Lawver *et al.*, [1992].

La subduzione della dorsale orientale PAC-PHO, insieme al vulcanismo di arco, continua invece lungo il Sudamerica, la Penisola Antartica e l'isola di Thurston [Bradshaw, 1989]. Il movimento convergente, in questa regione, termina quando ciò che resta della placca di Phoenix viene inglobato dalla placca Pacifica [Luyendyk, 1995]. Intanto, il moto divergente tra la placca Pacifica e quella Antartica (ANT) porta alla nascita della dorsale PAC-ANT (Fig. 43c) che si propaga dalla giunzione tripla Pacifico-Antartide-Farallon lungo il margine di Gondwana, analogamente alla fase che nel corso del Cenozoico coinvolge le placche Pacifico-Nordamerica-Farallon [Lawver e Gahagan 1994; Luyendyk, 1995].

Allorché un'ulteriore sezione della dorsale PAC-PHO cessò l'espansione, o venne subdotta lungo il margine orientale di Australia-Lord Howe Rise, l'estensione crostale si spostò ulteriormente verso l'interno, nel Mare di Ross, tra l'Antartide orientale e quella occidentale: nella zona antistante il Ross Embayment, stretching e rifting iniziano nel Bounty Trough (tra Chatham Rise e Campbell Plateau) e nel Great South Basin (tra il Sud della Nuova Zelanda e il Campbell Plateau), successivamente alla subduzione della dorsale Pacifica a Nord della Nuova Zelanda. Questo anche perché, con molta proba-

bilità nel Cretacico superiore (~80 Ma) erano tra loro collegate le aree gravimetricamente equivalenti a crosta oceanica: Bounty Trough e Great South Basin (Fig. 44) [Lawver *et al.*, 1992].

L'evento potrebbe essere ricondotto tanto a deformazioni intraplacca quanto ad un movimento tra placche, come ad esempio l'espansione di fondo oceanico, facendo così agire l'Antartide occidentale come due placche separate. In questo caso, il limite più orientale tra le due placche dovrebbe essere la placca di Bellingshausen, la cui presenza è stata di recente ipotizzata da McAdoo e Laxon [1997].

Questa estensione all'interno della Terra di Marie Byrd, post-data la sua separazione dal Campbell Plateau a ~83 Ma e potrebbe essere stata localizzata lungo un asse N-S coincidente con un lineazione gravitativa chiamata depressione di Bellingshausen (si veda anche Fig. 5) che, probabilmente, agì come un centro d'espansione il quale cessò la sua attività ~61 Ma. Allo stesso tempo, l'Iselin Rift, considerato un segmento abbandonato della dorsale PAC-ANT, potrebbe aver agito come centro d'espansione nell'area del Ross Embayment (Fig. 45) [McAdoo e Laxon, 1997]. Ipotesi supportata dal fatto che la struttura tettonica delle placche Pacifica, Antartica e Australiana richiede un ulteriore limite di placca tra l'Antartide orientale e

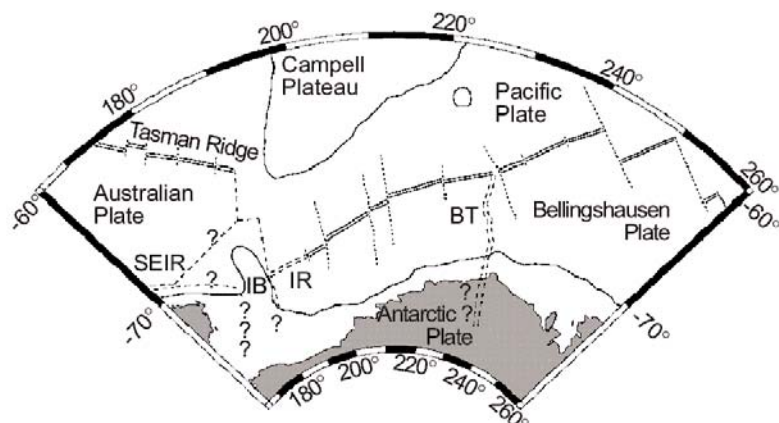


Figura 45. I limiti di placca nei Mari di Ross e Amundsen ~60 Ma, ipotizzati poco prima che terminasse l'attività al limite della placca di Bellingshausen (BT). Le altre abbreviazioni sono: (IR), Iselin Rift; (IB), Iselin Bank; (SEIR), Southeast Indian Ridge. Sono mostrate anche due ipotesi (?) circa l'individuazione delle aree di deformazione tra le placche dell'Antartide orientale e occidentale. da *McAdoo e Laxon* [1997].

occidentale, che potrebbe essere stato attivo sin da 61,2 Ma (crono 27). Secondo *Marks e Stock* [1997] l'Iselin Rift era presente tra l'Antartide occidentale e orientale prima del crono 24 (55,3 Ma), e terminò la sua attività quando la dorsale dell'Oceano Indiano Sudorientale (SEIR) raggiunse la dorsale della Tasmania.

In questo contesto assume notevole importanza l'Iselin Bank, un blocco continentale che attualmente fa parte dell'Antartide occidentale ma che all'epoca dell'espansione nel Mare di Tasmania era parte dell'Antartide orientale, potrebbe colmare il gap tra l'area Sudoccidentale del Challenger Plateau e la parte più orientale del limite Antartico continente-oceano [*Gaina et al.*, 1998 e ref. ivi citate].

4.8. Il rifting Australia-Antartide e l'apertura del Mare di Tasmania

A differenza delle prime fasi della storia di Gondwana, la separazione tra l'Antartide e l'Australia non porta a vulcanismo distensivo. L'origine di questo evento potrebbe essere legato ad un cambio del regime tettonico nel Gondwana da compressivo (dovuto alla spinta delle dorsali: ridge push), a distensivo (dovuto alla trazione della zolla in subduzione: slab pull), diventando il fattore dominante nella separazione dell'India dall'Antartide [*Storey*, 1995]. Questo grazie al rapido allontanamento dell'India verso Nord (~99 Ma) ed allo sviluppo verso Est della dorsale Indiana Sudorientale (SEIR), che in Antartide sarebbe stato registrato nella Terra di Wilkes, un'area chiave per capire l'evoluzione del margine continentale e della regione dell'Oceano Indiano durante gli ultimi 100 Ma [*Anderson*, 1991]. Nella Terra di Wilkes, infatti, è presente un importante bacino sub-glaciale che, con la sua continuazione in altri bacini subglaciali (Pensacola e Aurora) potrebbe rappresentare la controparte di depressioni Cretaciche presenti nel SE Australia (ad esempio, Gippsland Basin, Bass Basin e Otway

Basin in Fig. 46) [*Elliot*, 1994].

Anche se lo stretching e la rapida subsidenza, che precedono il rift del margine meridionale dell'Australia iniziano (~125 Ma) con una lenta separazione dell'Australia dall'Antartide orientale, la formazione del fondo oceanico tra i due continenti non inizia fino a ~96 Ma [*Lawver et al.*, 1992]. Così come ~95 Ma inizia il rifting tra l'Australia e il Lord Howe Rise/ Campbell Plateau.

Però è nel Cretacico superiore (~75 Ma) che, insieme alla Nuova Zelanda, il Lord Howe Rise ed il Campbell Plateau cominciano ad allontanarsi dall'Australia e dall'Antartide, muovendosi in direzione E-NE rispetto all'Australia. Inizia così a formarsi lentamente crosta oceanica (~10 m/Ma) ed il rift si propaga verso Nord (Fig. 46) [*Shipboard Scientific Party*, 2000a, ODP Leg 189].

Tutto questo porta all'apertura del Mare di Tasmania, un bacino oceanico marginale, limitato ad Ovest dal continente Australiano, ad Est dal blocco Lord How Rise/Challenger Plateau e Nuova Zelanda, a Sud da una discordanza che lo separa dalla più giovane crosta oceanica prodotta dal SEIR e dal Macquarie Ridge, che rappresenta un centro d'espansione estinto. La parte settentrionale di questo bacino contiene un segmento allungato di crosta continentale (Dampier Ridge), separato da due piccoli bacini (Lord Howe e Middleton) dal Lord How Rise. In quest'area *Gaina et al.*, [1998] hanno individuato 13 blocchi continentali che, tra 90 Ma e 64 Ma, agirono come microplacche: sarebbe stata la loro azione a produrre l'apertura del Mare di Tasmania dove l'espansione del fondo oceanico iniziò prima a Sud, come risultato del rifting tra il Challenger Plateau e la parte mediana del Lord Howe Rise che si separarono dall'Australia, e quindi si propagò verso Nord, interessando anche gli altri microblocchi. Tra questi, ai fini della ricostruzione dell'evoluzione del continente Antartico, riveste notevole importanza il South Tasman Rise (STR).

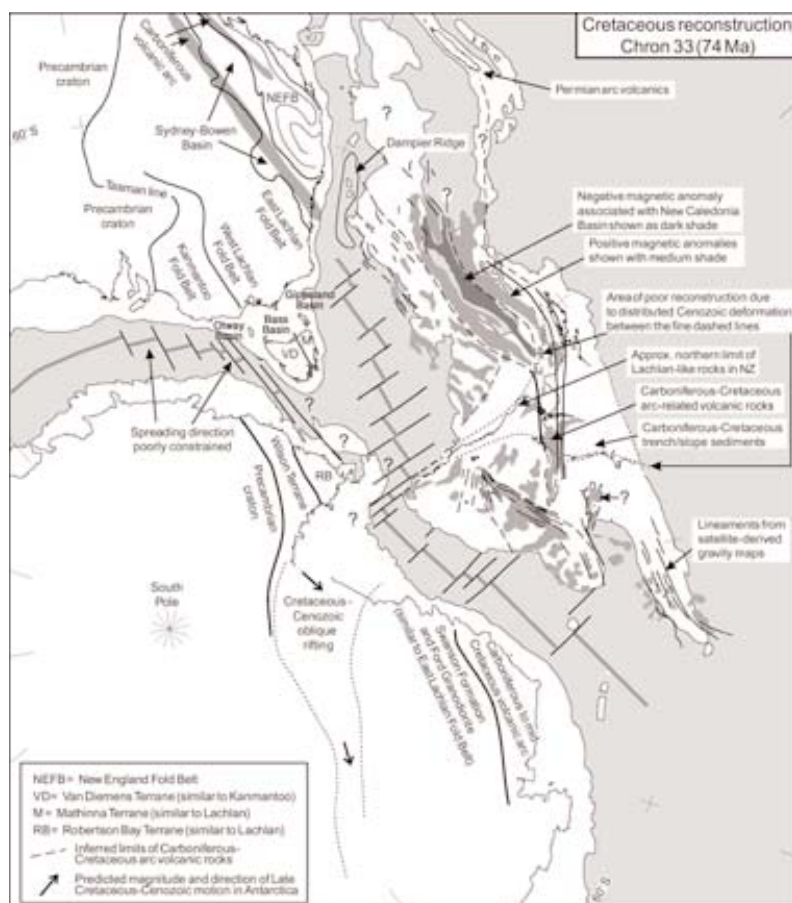


Figura 46. Una ricostruzione del Pacifico Sudoccidentale legata al crono 33 (74 Ma) dove sono riportati la Grande Nuova Zelanda, i margini dell'Australia SE e dell'Antartide NW. Le aree che attualmente si trovano a profondità superiori ai 2000 m sono riportate in grigio chiaro.

La chiusura del circuito di placche Australia-Antartide-Nuova Zelanda implica un rifting obliquo nel Ross Embayment sin dal crono 33y (~73Ma), con minore entità verso Sud. Questo è in buon accordo con la geologia nota, la struttura crostale della regione e col fatto che ci sono somiglianze nella storia geologica [Bradshaw *et al.* 1997] tra le rocce della Western Province e quelle del Lachlan Fold Belt in Australia, del Mathinna Terrane in Tasmania, del Robertson Bay Terrane nell'Antartide Orientale e con la Formazione di Swanson nella Terra di Marie Byrd. da Sutherland [1999].

Di recente [Rollet *et al.*, 1996; Royer e Rollet, 1997], dal riesame delle anomalie magnetiche del fondo oceanico e dei dati di gravità da satellite, è stata avanzata l'ipotesi che il STR sia formato da due domini distinti (Fig. 47), separati da una faglia trasforme N-S: un terrane occidentale che almeno durante l'apertura del SEIR era legato all'Antartide, quando formava parte della piattaforma continentale nella Terra Vittoria settentrionale, ed un terrane orientale inizialmente unito alla Tasmania e alla placca Australiana [Gaina *et al.*, 1998].

Dopo l'anomalia magnetica C34 (~83,5 Ma) l'Australia iniziò il suo spostamento verso NW, ed i due blocchi del STR, che iniziarono a muoversi lentamente verso Sud relativamente all'Australia [Müller *et al.*, 2000] subirono un'estensione valutabile in 150 km che portò alla formazione, tra la Tasmania e il STR, del South Tasman Saddle, una struttura che alla fine del Cretaceo, insieme al Bass Straits e all'area compresa tra l'Australia e il STR, formavano un ponte continentale tra l'Australia Sudorientale e l'Antartide alla quale era probabilmente legato anche il STR.

Quest'area continentale separava il bacino, presente tra i due continenti, dall'Oceano Pacifico, bloccandone l'allargamento sia durante la fase estensiva lenta (10 m/Ma) che durante

quella veloce (30 m/Ma), iniziata 43 Ma [Shipboard Scientific Party, 2000a, ODP Leg 189] e che porta al trasferimento del STR occidentale e orientale dal margine continentale antartico a quello australiano. Fenomeno che secondo Tikku e Cande [2000] sarebbe avvenuto rispettivamente, 53 Ma e 43 Ma, mentre Royer e Rollet [1997] ipotizzano età di 66 Ma e 53 Ma. I due terranes si sarebbero uniti nel STR a ~40 Ma [Müller *et al.*, 2000].

Questi eventi, che portano all'apertura del Pacifico Sudoccidentale e del Mare di Tasmania determinando il rifting dell'area più orientale del Gondwana, insieme al vulcanismo che soprattutto all'inizio del Cenozoico caratterizza la regione Tasmaniana, potrebbero essere legati all'inizio dell'attività del plume che ora si troverebbe sotto le isole di Balleny.

Nell'area sono infatti presenti diverse catene di seamounts riconducibili al Cretaceo superiore-Cenozoico, una delle quali si estende dalle isole di Balleny all'East Tasman Plateau, un'area circolare profonda ~3.000 m, circondata da crosta oceanica che sovrasta un basamento di rocce continentali [Exon *et al.*, 1997] e che supporta il guyot Soela Seamount, prodotto dal vulcanismo di hotspot del Paleogene [Duncan e McDougall, 1989].

Questo lineamento, formato da una cate-

na di seamounts, potrebbe rappresentare la traccia del passaggio della dorsale in espansione Australia-Antartide sopra il plume di Balleny [Lanyon *et al.*, 1993], con l'Australia che si muoveva lungo una faglia trascorrente NW-SE rispetto all'Antartide. Ipotesi che sembrerebbe essere supportata dalla ricostruzione delle placche, basata sulle inversioni delle anomalie magnetiche legate all'espansione delle dorsali oceaniche, e dalla ricostruzione del movimento del STR (Fig. 48).

Del resto, è alquanto diffusa l'idea che l'attività di rift nel SW Pacifico possa essere ricondotta all'attività di plume [Lanyon *et al.*, 1993; Weaver *et al.* 1994; Hart *et al.*, 1997], quello della Terra di Marie Byrd (MBL) e/o di Balleny, che avrebbe indebolito la litosfera e controllato così parzialmente la posizione del rifting. L'ipotesi trae origine dalle caratteristiche geochemiche e dalle datazioni radiometriche di rocce mafiche, affini agli espandimenti di basalti continentali, presenti in Nuova Zelanda, nel Chatham Rise e nella MBL.

Questo modello potrebbe spiegare la distribuzione estremamente vasta (>5.000 km) e prolungata nel tempo (~100 Ma), dal Cretacico inferiore al Cenozoico, del vulcanismo alcalino diffuso lungo i margini continentali che bordano le terre del SW Pacifico, mentre l'apparente assenza di una catena di seamounts tra l'isola di Chatham e la MBL sarebbe legata al fatto che la placca Antartica rimase fissa sopra questo plume per parecchio tempo.

Un plume Cretacico, però, dovrebbe giustificare, nella Terra di Marie Byrd, il contrasto tra il sollevamento termico avvenuto lungo il margine col notevole volume di granitoidi anorogenici, nonché lo smantellamento del tetto del complesso metamorfico. Allo stesso tempo il suo margine coniugato, quello della Nuova Zelanda, era in subsidenza e caratterizzato da un bacino sedimentario del Cretacico superiore con oltre 4,6 km di sedimenti, e continuava ad estendersi allontanandosi dalla zona d'influenza del plume [Lawver e Gahagan, 1994].

Inoltre, siccome tra il magmatismo di rift e la formazione di crosta oceanica, tra la Grande Nuova Zelanda e l'Antartide occidentale, ci sono solo 17 Ma (poco più della metà di 30 Ma necessari all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale) [Mukasa e Dalziel, 2000], piuttosto che all'ipotesi del plume, questa rapidità nella separazione può essere ascritta ad altri modelli, come lo 'slab-window' che comporta la reale subduzione della placca PAC-PHO [Lawver e Gahagan, 1994], oppure al modello che invoca la cattura della microplacca e il salto della dorsale [Luyendyk, 1995].

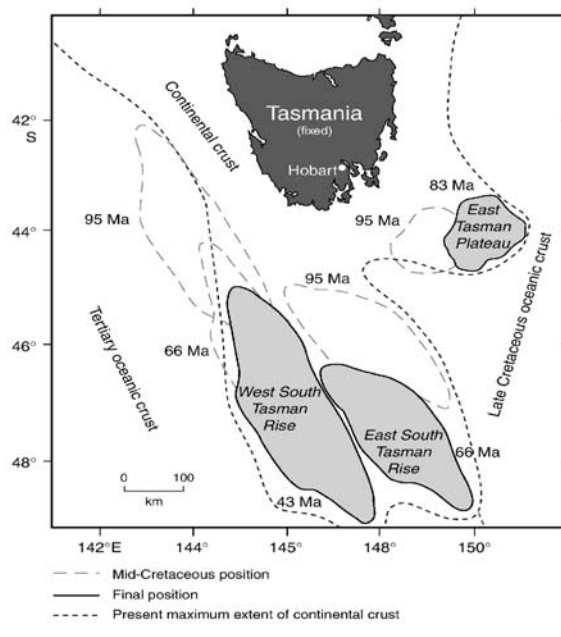


Figura 47. I movimenti dei blocchi nell'area Tasmanniana, che viene considerata fissa, tra il Cretacico e il Cenozoico inferiore. La crosta continentale forma il margine della Tasmania, del South Tasman Rise e dell'East Tasman Plateau, ed è limitata su tutti i lati da piane abissali oceaniche. da [Shipboard Scientific Party, 2000a, ODP Leg 189].

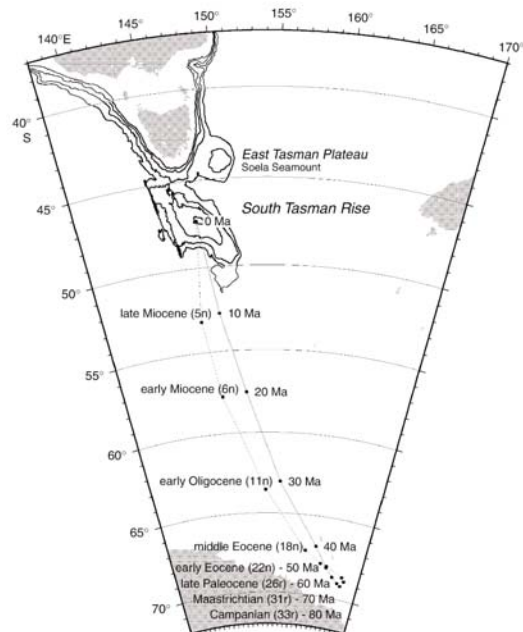


Figura 48. Ricostruzione della traiettoria del South Tasman Rise (STR) rispetto all'Antartide che è rimasta stabile rispetto al Polo Sud sin dal Cretacico, e perciò vengono mostrate anche le paleolatitudini del STR. La vicinanza tra le tracce dell'hotspot (linea tratteggiata) e le tracce con l'Antartide fissa (linea intera) aggiunge valore a questa interpretazione (età delle inversioni magnetiche sono tratte da Cande e Kent, [1995]; tra parentesi sono riportati i croni magnetici). da [Shipboard Scientific Party, 2000a, ODP Leg 189].

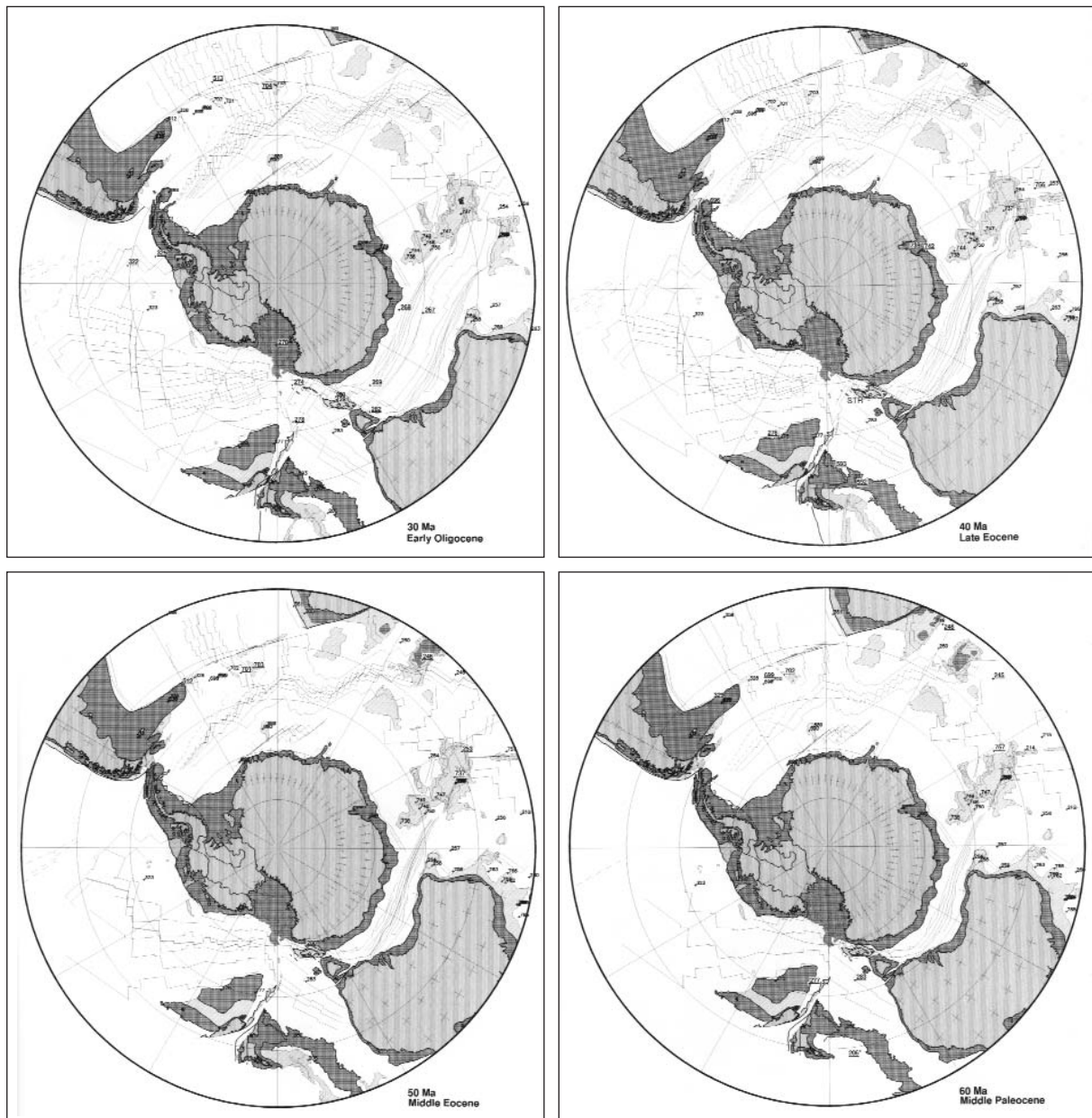


Figura 49. Ricostruzione paleogeografica tra 60 e 30 Ma. Gli eventi più significativi che si sviluppano in Antartide nel Cenozoico sono riconducibili a fenomeni probabilmente collegati tra loro e ascrivibili (a) all'instaurarsi di una circolazione oceanica circumpolare, con Antartide e Sudamerica completamente separate ~29 Ma, con la formazione di fondo oceanico nello stretto di Drake; (b) al sollevamento e denudazione delle TAM; (c) allo stabilirsi di un clima polare desertico. da [Lawver *et al.*, 1992].

5. Il Cenozoico

Dal Cretacico superiore (~70 Ma) all'Eocene superiore (~40 Ma) la Penisola Antartica si muove verso Est, rispetto al Sudamerica. L'apertura del Mare di Scotia non è ancora iniziata e numerosi piccoli frammenti continentali, nella regione dello stretto di Drake, bloccano la circolazione circum-polare d'acqua profonda. La Tasmania e il South Tasman Rise formano ancora una barriera per la circolazione delle acque alle alte latitudini, benché questa

probabilmente avvenga tra il Campbell Plateau e la Terra di Marie Byrd, e nel Mare di Tasmania [Lawver *et al.*, 1992].

Iniziata nel Mesozoico, la separazione dell'Antartide dall'Australia rimane quiescente (~0,8 cm/anno) fino al crono C20 (44 Ma), quando a seguito di una riorganizzazione delle placche nell'Oceano Indiano [Fitzgerald 1999], la Tasmania e l'Australia iniziano ad allontanarsi rapidamente, l'una dall'area occidentale del Mare di Ross e l'altra dall'Antartide occidentale (Fig. 49), a un tasso d'espansione che fino al

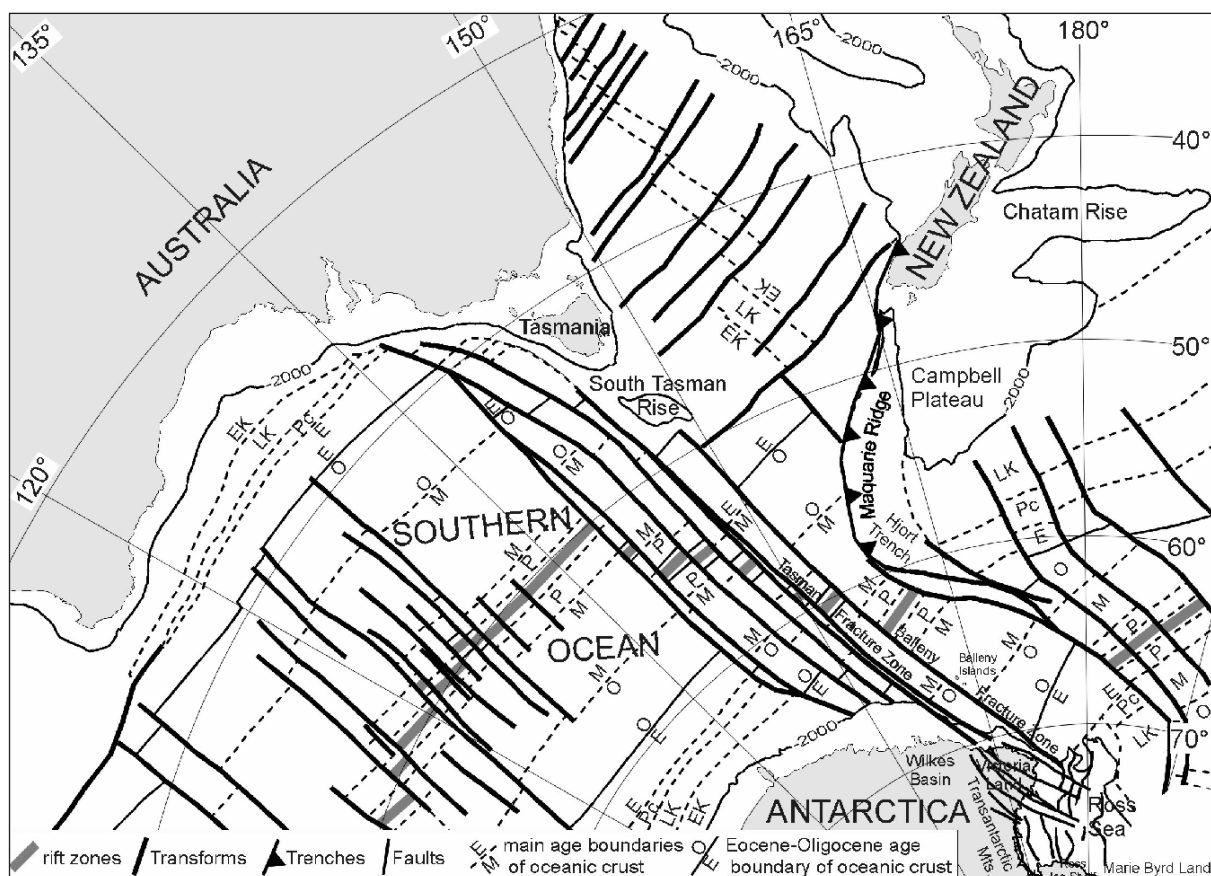
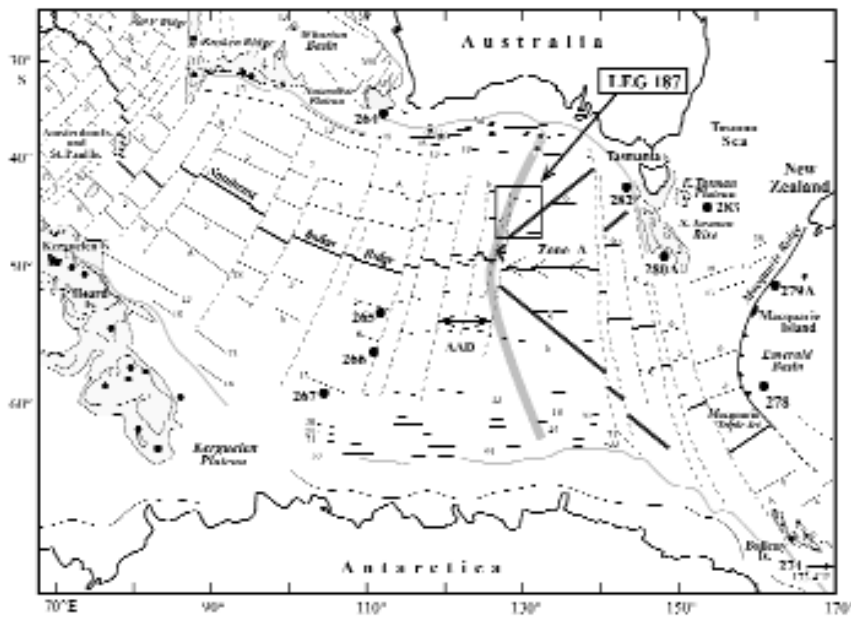


Figura 50. Gli attuali limiti di placca Australia-Antartide, con le età delle anomalie magnetiche dell'Oceano Meridionale e le principali zone trasformati, tra la Tasmania e la Terra Vittoria settentrionale. Le anomalie magnetiche sono correlate alle principali faglie trascorrenti regionali ad andamento NW-SE presenti nella regione del Mare di Ross. Le abbreviazioni sono: P, Plio-Pleistocene; M, Miocene; O, Oligocene; E, Eocene; Pc, Paleocene; LK, Late Cretaceous; EK, Early Cretaceous. da *Salvini et al.*, [1997].

crono C18 (40.1 Ma) è stato valutato in $\sim 3,0$ cm/anno [Müller et al., 2000].

Secondo *Salvini et al.*, [1997] le faglie trasformati presenti nell'Oceano Meridionale, durante il rifting tra l'Australia e l'Antartide, potrebbero aver riattivato le strutture legate alle zone di sutura Paleozoiche ad andamento NW-SE, nella Terra Vittoria. Tale riattivazione, iniziata ~ 50 Ma, avrebbe prodotto una tettonica transtensiva con una componente dominante di trascorrenza destra. Ed in concomitanza con la riorganizzazione geodinamica del Pacifico meridionale (~ 30 Ma), nella regione del Mare di Ross avviene un cambiamento fondamentale nell'estensione tettonica: da ENE-WSW diventa WNW-ESE, con le strutture tettoniche del Mare di Ross che potrebbero rappresentare la continuazione di quelle presenti nella Terra Vittoria settentrionale, che a loro volta sarebbero legate all'attività delle zone di frattura dell'Oceano Meridionale (Fig.50) [Salvini et al., 1997]. Evento che, nell'Antartide occidentale, contrassegna l'inizio di un vulcanismo diffuso attraverso

so la Terra di Marie Byrd [Cande et al., 1998; 2000]. Inoltre, durante il Cenozoico la regione Tasmaniana venne interessata da tre critici eventi tettonici: (1) un movimento trascorrente che, iniziato nel Paleocene e terminato 55 Ma, per l'espansione del fondo oceanico nel South Tasman Rise (STR) porta alla definitiva separazione del terrane dalla Terra Vittoria settentrionale/Terra di Wilkes orientale. Quindi, soltanto tra il Paleocene e l'Eocene inferiore il STR occidentale si staccò dall'Antartide [Gaina et al., 1998; Royer e Rollet, 1997] unendosi al terrane orientale a ~ 40 Ma (2) dopo un movimento trascorrente di 70 km [Müller et al., 2000] che, iniziato nell'Eocene lungo il limite occidentale tra il STR e l'Antartide, terminò nell'Eocene superiore, intorno ai 34 Ma; (3) la subsidenza del STR ed il collasso del margine continentale intorno alla Tasmania, nell'Oligocene superiore. Evento che si presenta anche nel Victoria Land Basin ad Est dell'area sollevata nelle TAM [Cape Roberts Scientific Team, 2000], lungo la costa di Otway in Australia e al Nordovest della



da *Shipboard Scientific Party* [2000c, ODP Leg 187].

Tasmania [*Shipboard Scientific Party*, 2000a, ODP Leg 189].

La separazione del STR dall'Antartide potrebbe aver portato anche alla presenza di altri elementi strutturali, legati probabilmente ad una migrazione verso Ovest del mantello sottostante la dorsale Pacifica [Klein *et al.*, 1988]. Migrazione che sarebbe comunque avvenuta rapidamente, almeno durante gli ultimi 4 Ma. Infatti, le lave eruttate lungo le dorsali dell'Oceano Indiano sono isotopicamente distinte da quelle dell'Oceano Pacifico, riflettendo una differenza fondamentale nella composizione del mantello sottostante [Müller, 2000].

E lungo la dorsale dell'Oceano Indiano Sudorientale (SEIR), le province isotopiche del mantello nei due oceani sono separate da un limite ad angolo acuto che è stato localizzato lungo l'asse d'espansione del SEIR all'interno di una struttura definita Discordanza Australia-Antartide (AAD in Fig. 51). Questa rappresenta una regione unica al mondo con una delle più profonde (4–5 km) aree del sistema globale di dorsali medio-oceaniche. La sua anomala profondità riflette la presenza di un mantello insolitamente freddo e quindi di crosta sottile [*Shipboard Scientific Party*, 2000c, ODP Leg 187]. La crosta oceanica che si formò ~30 Ma lungo l'AAD era caratterizzata da una topografia caotica del fondo oceanico, che è stato successivamente spostato e sostituito da fondo marino normale, prodotto da una fonte magmatica al limite isotopico Indiano-Pacifico [Christie *et al.*, 1998].

Sempre nell'Oligocene (~30 Ma), la

Figura 51. Mappa dell'Oceano Indiano SE che mostra i lineamenti magnetici, la discordanza Australia-Antartide (AAD), i siti delle perforazioni effettuate nell'ambito del Programma DSDP (cerchi neri) e la posizione dei campioni dragati da Lanyon *et al.*, [1995] (circoli ad occhio di bue).

La sottile linea scura a V, ad Est dell'AAD, è la traccia dedotta del limite isotopico tra il mantello degli Oceani Indiano e Pacifico, per un tasso di migrazione pari a ~40 mm/anno. La linea a V grigia più larga, indica la traccia approssimativa dell'anomalia di profondità regionale.

Nuova Zelanda meridionale registra la fine dell'estensione fra i bacini di Emerald e del STR, a cavallo del limite di placca Pacifico-Australia, e testimonia l'inizio dell'attuale regime di movimento trasforme obliquo lungo la Macquarie Ridge [Cande *et al.*, 2000] mentre cresce la velocità con cui si separano Antartide e Australia. A seguito della definitiva separazione dell'area Tasmaniana da quella del Mare di Ross occidentale, e dell'apertura dello stretto di Drake (32÷22 Ma), l'Antartide diviene definitivamente un continente isolato. In particolare, il collegamento di Gondwana col Sudamerica fu rotto, probabilmente a ~29 Ma, con la formazione di fondo oceanico nel Passaggio di Drake (anomalia C10). La circolazione di acqua superficiale potrebbe essere iniziata prima, anche se quella di acque profonde non fosse ancora possibile ~23 Ma, quando la crosta continentale del Sudamerica si staccò dalla Penisola Antartica lungo la Frattura di Shackleton [Barker *e Burrell*, 1977].

Eventi che portano all'instaurarsi della circolazione circum-antartica e alla formazione della "Antarctic Bottom Water", ritenute tra le cause principali che hanno portato all'isolamento termico dell'Antartide [Barker *e Burrell*, 1977, 1982; Lawver *et al.*, 1992].

5.1. L'apertura del Mare di Scotia

Il margine Pacifico Nordorientale della Penisola Antartica ed il suo margine coniugato del Cile meridionale, separati dallo stretto di Drake (Fig. 52), sono molto importanti sia per la

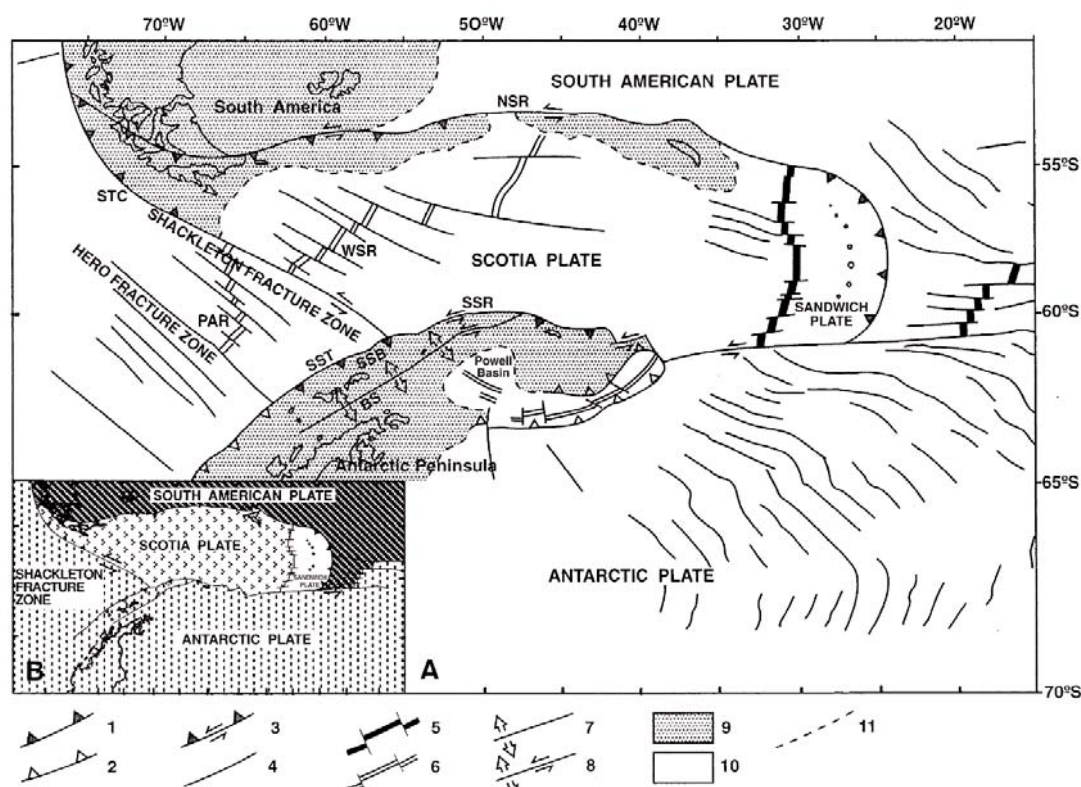


Figura 52. (A) Mappa dell'attuale situazione tettonica nell'area del Mare di Scotia, che comprende due distinte placche oceaniche: la Placca delle Sandwich e la Placca di Scotia. Le abbreviazioni sono: **BS**, Bransfield Strait; **NSR**, North Scotia Ridge; **PAR**, Phoenix-Antarctic Ridge; **SSB**, South Shetland Block; **SSR**, South Scotia Ridge; **SST**, South Shetland Trench; **STC**, South Chile Trench; **WSR**, West Scotia Ridge. La mappa interna (**B**) mostra i limiti delle placche presenti nell'area. La legenda comprende: **1**, zone di subduzione attiva; **2**, zone inattive di subduzione; **3**, zone di faglia transpressive; **4**, zone di faglia; **5**, centri d'espansione attivi; **6**, centri d'espansione inattivi; **7**, zone estensive attive; **8**, zone di faglia transpressive attive; **9**, crosta continentale; **10**, crosta oceanica; **11**, limite crosta continentale-crosta oceanica. da Galindo-Zaldivar *et al.*, [2000] modificato.

complessità geodinamica della zona, che per aver determinato l'isolamento climatico responsabile della glaciazione Antartica. Tant'è che la storia tettonica della formazione della placca di Scotia è estremamente difficile da giustificare solamente nel quadro di una semplice risposta passiva al graduale allontanamento tra le placche Sudamericana ed Antartica che, attiva sin dal Paleogene, ha prodotto uno scenario di placche e blocchi continentali, limitati da faglie trascorrenti, fosse e dorsali in espansione.

L'area è strutturalmente molto complessa (Fig. 52), in quanto coesistono in una zona limitata, margini di tipo attivo (South Shetland e Cile Meridionale) e trascorrente (Scotia Ridge) zone di frattura oceanica (Shackleton, Hero), dorsali oceaniche (Phoenix-Antarctic Ridge) e bacini di retro-arco (Bransfield). E secondo alcuni [Coren *et al.*, 1997] la sua evoluzione andrebbe collegata all'esistenza di un flusso astenosferico localizzato nel mantello terrestre. La separazione e la dispersione dei frammenti crostali continentali dell'area del Mare di Scotia

inizia ~29 Ma, ed è registrata dalle anomalie magnetiche [Barker *et al.*, 1991].

Simile alla placca Caraibica che collega Sud e Nordamerica, la placca di Scotia comprende le dorsali sottomarine ed i blocchi continentali che collegavano la Penisola Antartica alla Cordigliera Andina ed è separata, mediante una dorsale N-S, dalla placca Sandwich che sovrascorre la placca Sudamericana [Lawver *et al.*, 1995]. Il blocco delle South Shetland, tra il Bransfield Strait e la fossa South Shetland, rappresenta la parte di litosfera della Penisola Antartica che sovrascorre l'estinta placca Phoenix. Dalla ricostruzione paleogeografica [Barker *et al.*, 1991] emerge che, sin da ~50 Ma, almeno un migliaio di km del centro d'espansione Antartide-Phoenix (ANT-PHO) vennero subdotti sotto il Bransfield Strait. Solo un piccolo frammento del centro d'espansione ANT-PHO (tra le zone di frattura Hero e Shackleton) non venne subdotto, ed è ciò che resta della placca Phoenix divenuta parte della placca Antartica (Fig. 52). Il South Scotia Ridge, inve-



Figura 53. Mappa dell'Antartide in cui sono riportati, con approssimazione, i lineamenti discussi nel testo. L'area con tratteggio trasversale rappresenta la posizione della struttura Cenozoica del West Antarctic rift system (WARS) mentre la linea marcata è la spalla del rift. Le TAM formano il fianco del rift continuo e con alte elevazioni lungo il settore del Ross Embayment. Rift che potrebbe continuare lungo il margine dell'Antartide orientale (linee tratteggiate corte) o curvare nell'Antartide occidentale (linee tratteggiate lunghe). L'area in grigio indica le zone al di sotto del livello marino mentre le linee tratteggiate chiuse rappresentano i principali blocchi crostali dell'Antartide occidentale. Le abbreviazioni sono: EM, Ellsworth-Whitmore Mountains block; MBL, Marie Byrd Land block; AP, Antarctic Peninsula block; WB, Wilkes Subglacial Basin; NVL, northern Victoria Land; SVL, southern Victoria Land; CTAM, central Transantarctic Mountains.
da Wilson [1999] modificato.

ce, separa il Mare di Scotia dal bacino di Powell, una struttura estensionale che si formò in un regime di retro-arco durante le prime fasi di apertura del Mare di Scotia [Coren *et al.*, 1997]. Verso Est il South Scotia Ridge è caratterizzato da grabens e horsts, ed è composto di frammenti di crosta continentale limitati da faglie trascorrenti transpressive e transtensive [Maldonado *et al.*, 1998].

5.2. Il West Antarctic Rift System

Il West Antarctic Rift System (WARS) si estende per 3.000 km dal Mare di Ross al Mare

di Weddell, con una larghezza che varia dai 750 km ai 1.000 km (Fig. 53). Per via della sua notevole estensione, il WARS viene paragonato a due delle province estensive più studiate del mondo: il Basin e Range, negli USA occidentali [Behrendt *et al.*, 1992] e il sistema di rift dell'Africa orientale, aree dove però i rifts sono intracratonici [Stump, 1995; Tessensohn e Wörner, 1991] mentre il WARS si sviluppa al limite tra il basamento cratonico dell'Antartide orientale e le rocce Fanerozoiche dei terranes dell'Antartide occidentale.

Le TAM ne rappresentano l'impressionante fianco rialzato, principalmente Cenozoico

[Tessensohn e Wörner, 1991], sovrapposto ad un sistema di rift Mesozoico di cui ci sono poche evidenze strutturali (ad esempio bacini o faglie) che secondo Schmidt e Rowley [1986] sarebbero però nascoste dal ghiaccio.

L'andamento del rift Mesozoico è segnato dal magmatismo tholeiitico diffuso lungo le TAM, prodotto nelle fasi iniziali della frammentazione di Gondwana, e segue la superficie lungo la quale, nel Cretacico superiore, si staccò il blocco Nuova Zelanda-Campbell Plateau allontanandosi dalla Terra di Marie Byrd.

Il limite occidentale del WARS è definito da una spettacolare spalla di rift d'età Cenozoica che interessa le TAM, dalla Terra Vittoria settentrionale, attraverso le Montagne della Regina Maud, fino alle Montagne di Horlick-Whitemore-Ellsworth (Fig. 53). In corrispondenza delle Montagne di Horlick, la spalla del rift Cenozoico diverge dall'andamento segnato dalle tholeiiti Giurassiche di Ferrar che sono esposte in continuità (compresa l'intrusione di Dufek) lungo i rilievi più bassi (1-2 km) delle TAM, a ridosso del Mare di Weddell. Così, le TAM rappresentano la più alta spalla di rift del globo, con altezze medie dell'ordine dei 3.000 m e con rilievi che raggiungono quote di ~4-5 km nei picchi più alti, elevandosi fino ai 7 km (~5 sopra il livello del mare) di Monte Vinson, nelle Montagne di Ellsworth. La improvvisa riduzione delle elevazioni a Nord delle Montagne di Ellsworth, divide questi rilievi dalla Penisola Antartica [Behrendt et al., 1993].

Il fianco orientale del WARS, quello che si estende tra le Montagne di Ellsworth e i Mari di Amundsen e di Bellingshausen, è segnato da quote topografiche più basse, con le massime elevazioni (~2,5÷3 km) che vengono raggiunte lungo le coste della Terra di Marie Byrd. Piuttosto che da una scarpata lineare, questo fianco del WARS è segnato da una topografia ad horsts e grabens e da un innalzamento del basamento pre-Cenozoico che ora si trova a 2.500 m di altezza [Behrendt e Cooper, 1991].

Questa differenza tra i due lati del WARS, conferisce al rift Cenozoico un aspetto topografico asimmetrico, legato anche alla distribuzione dei prodotti vulcanici: i più grandi volumi di rocce basaltiche e felsiche sono concentrati nelle province della Terra di Marie Byrd (lungo la costa del Mare di Amundsen) e del Ross Embayment occidentale, che sono anche le regioni interessate dall'attività più prolungata.

Questa asimmetria viene attribuita alla differenza tra la rigidità della litosfera sottostante l'Antartide orientale e occidentale, con la prima più spessa della seconda [Behrendt et al., 1993]. Inoltre, la litosfera dell'Antartide orien-

tale risulta caratterizzata da un basso gradiente geotermico e da una rigidità tipica dei vecchi cratoni (Australia occidentale e Africa meridionale), ritenuta di almeno due ordini di grandezza più elevata rispetto alla rigidità tipica dei rift di margini continentali [ten Brink et al., 1997].

Nel Mare di Ross, invece, la litosfera è più sottile e presenta un alto gradiente geotermico, legato all'assottigliamento Mesozoico e Cenozoico [Cooper et al., 1991]. Tant'è che la profondità della Moho alla transizione TAM/Mare di Ross, stimata su profili a rifrazione nell'area di Monte Melbourne, è di ~20 km vicino alla costa e ~40 km all'interno [O'Connell e Stepp, 1993].

Studi geochimici [Kalamarides et al., 1987; Kalamarides e Berg, 1991] indicano invece che la crosta inferiore del Mare di Ross (più basso contenuto silice) è abbastanza differente da quella sottostante le TAM, suggerendo la presenza di una discontinuità e forse di una sutura, che risale probabilmente al Paleozoico inferiore o al pre-Cambriano, nella parte inferiore della crosta fra TAM e Ross Embayment. Elementi che portano Woolfe e Barrett [1995] ad ipotizzare che la sottile crosta presente sotto il Mare di Ross non è una parte estesa del cratone Antartico, ma rappresenta un terrane separato.

5.3. La Catena Transantartica

La Catena Transantartica (TAM) è una delle maggiori catene montuose estensionali presenti sulla Terra. Lo sviluppo delle TAM in un ambiente estensionale, piuttosto che in un regime compressivo, venne riconosciuto anche dagli studiosi d'inizio secolo [David e Priestley, 1914; Gould, 1935] che le descrissero come un grande horst. Infatti, le caratteristiche strutturali delle TAM, contrariamente alle altre giovani catene montuose (Cordigliera Andina, sistemi Alpino-Himalayano e Nordamericano) formatesi lungo margini convergenti, sono legate geneticamente ad un margine passivo divergente senza pieghe e sovrascorrimenti.

Si tratta di rilievi che presentano un'ampia scarpata la quale assume una leggera inclinazione lontano dal rift, in aree prive di deformazioni compressive e dal profilo topografico asimmetrico, come quelli che caratterizzano il SE dell'Australia, la parte occidentale dell'India e le colline del Mar Rosso, nei pressi del golfo di Suez, le Montagne Wasatch dello Utah negli USA [Stern e ten Brink, 1989, e ref. ivi citate].

Il limite tra la spalla del rift e la zona del bacino sarebbe individuato da una faglia normale, con una probabile componente trascorrente, caratterizzata da una scarpata assai ripida espo-

Area	Place of uplift	Age of uplift (Ma)	Amount of denudation (km)	Amount of tectonic uplift (km)	Rate (cm/Ma)	Erosion (km)
Northern Victoria Land	Central/Northern part	~ 50	~ 5	2.0 (Brown, 1991)	~ 200	
Northern Victoria Land	Western part	~ 50	~ 1.2			
Northern Victoria Land	Southeastern coast	~ 50	~ 10			~ 400a
Northern Victoria Land	Mount Nansen	Late Cretaceous				
Wilson Piedmont Glacier (SVL)	Mount Doerly	~ 55	~ 4.8-5.8		~ 100	~ 4-4.5
Wilson Piedmont Glacier (SVL)	Mount Terminien (axis of main uplift)	~ 55	~ 6.3		~ 100	~ 4-4.5
Granite Harbour (SVL)	Mount England	~ 50	~ 4.5-5.5		~ 100	~ 4-4.5
Wright Valley (SVL)	Mount Doerly	~ 50	4.8-5.8	1.2 (Brown, 1991)	100 ± 5	
Dry Valleys (SVL)	Mount Jason	> 50		1.4 (Brown, 1991)		
Scott Glacier (South Pole)	Mount Griffith	Early/Late K				
Scott Glacier (South Pole)	Fission Wall Massif	Early/Late K				

Tabella 2. Quantità di denudazione (comprensiva tanto del weathering di materiali dalla superficie terrestre che la loro rimozione a seguito di processi erosivi) sollevamento tettonico (spostamento della superficie terrestre rispetto ad una struttura di riferimento fissa, come ad esempio la superficie terrestre) in differenti settori delle TAM, dedotti col metodo delle tracce di fissione. I dati sono stati tratti dai lavori di Fitzgerald e Gleadow [1988], per i primi tre riferimenti della Terra Vittoria settentrionale; da Balestrieri et al., [1994] per l'altro dato della Terra Vittoria settentrionale; da Fitzgerald [1992] per il ghiacciaio Wilson Piedmont ed il Granite Harbour; da Gleadow e Fitzgerald [1987], per i dati della Wright Valley e delle Dry Valleys; da Stump e Fitzgerald [1992] per i dati del ghiacciaio di Scott. da Buseti et al., [1999] modificato.

sta in continuità lungo le TAM, dalla Terra Vittoria settentrionale alle Montagne di Horlick e di Ellsworth [Behrendt et al., 1993].

Per spiegare la struttura ed il sollevamento delle TAM sono state proposte diverse ipotesi, tutte legate al meccanismo estensionale. Un importante indicatore del sollevamento delle TAM è il penepiano di Kukri, una superficie erosiva che separa il basamento cristallino e metamorfosato dal sovrastante Beacon Supergroup (si veda il paragrafo 3.4). Il penepiano di Kukri, vicino al fronte della catena (tra le TAM e il WARS), al termine della deposizione del Beacon Supergroup dovrebbe essersi trovato a 2,7÷3,5 km di profondità mentre attualmente si trova a quote comprese tra 500 e 4.000 m s.l.m.: la sua presenza a queste quote ne indica il sollevamento [ten Brink et al., 1997].

Come evidenza del sollevamento della catena viene richiamato anche il Sirius Group, una sequenza glaciale e glaciomarina che affiora in maniera sparsa ad alte quote nelle TAM, che fornisce importanti informazioni circa la storia glaciale e tettonica Neogenica delle TAM. A questa successione sono stati attribuiti finora 45 depositi, la maggior parte dei quali sono stati classificati come tilliti basali, e subordinati depositi non glaciali. L'età e l'origine del Sirius Group è però controversa, con implicazioni per la datazione ed il numero delle espansioni della stessa calotta Antartica. Attualmente, la controversia circa il Sirius Group, è basata principalmente sui dati provenienti dalle Dry Valleys e dalla regione del Beardmore Group [Stroeven e

Kleman, 1999; Van der Wateren et al., 1999].

Smith e Drewry [1984] attribuiscono il sollevamento delle TAM agli effetti ritardati di un'astenosfera anormalmente calda (hotspot?) che si formò sotto l'Antartide occidentale durante il Cretacico superiore, per poi spostarsi verso l'Antartide orientale. In questo modello, l'aumento del flusso di calore dovrebbe essere prodotto dal cambio di fase nel mantello e condurre al sollevamento delle TAM.

Stern e ten Brink [1989], Stern et al., [1992], come anche ten Brink e Stern [1992], hanno proposto un modello che considera il sollevamento quale risultato di: 1) sollevamento termico dovuto all'avanzata del mantello a bassa densità dell'Antartide occidentale per 50 km sotto la placca dell'Antartide orientale durante gli ultimi 70 Ma; 2) ritorno isostatico regionale a seguito dell'erosione di catene montuose; 3) sollevamento isostatico del muro di una faglia normale principale attraverso la litosfera, ed abbassamento del tetto. Inoltre, suggeriscono che la sottoplaccatura (underplating) della crosta potrebbe spiegare parte del sollevamento dei margini, anche se il collegamento tra il vulcanismo ed il sollevamento permanente non è chiaro ed assumono che la litosfera dell'Antartide orientale e occidentale si comporta come due muri cantilever, liberi di muoversi l'uno rispetto all'altro e delimitati da una faglia ad alto angolo che immerge ad E, verso il Mare di Ross.

Come conseguenza del sollevamento delle TAM, ten Brink e Stern [1992] ipotizzano la formazione di un bacino flessurale alle spalle

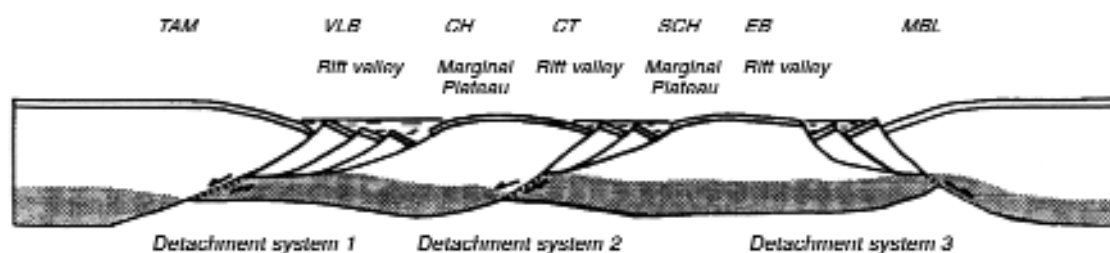


Figura 54. Profilo schematico della struttura crostale del Ross Embayment dopo le fasi principali dell'estensione continentale nel Cretacico ma prima degli eventi Cenozoici relativi all'estensione della Terra Vittoria Settentrionale (VLB) e al sollevamento della Catena Transantartica (TAM). Le altre abbreviazioni sono: CH, Coulman High; CT, Central Trough; SCH, Southern Central High; EB, Eastern Basin; MBL, Marie Byrd Land. da *Fitzgerald e Baldwin* [1997].

della catena, il bacino di Wilkes, una depressione lunga oltre 1200 km e larga tra i 400 km in corrispondenza della costa di George V ed i 100 km ad 81° S, associata ad anomalie magnetiche e di gravità negative. È definita principalmente con metodi geofisici, in quanto è coperta da oltre 3 km di ghiaccio e si trova oltre 500 m al di sotto del livello del mare [ten Brink *et al.*, 1993, 1997; Fitzgerald e Stump, 1997].

Tuttavia, non si è riusciti ancora a stabilire se il bacino di Wilkes è un bacino flessurale, come ritenuto da ten Brink e Stern [1992], o piuttosto un bacino di rift, come ipotizzato da Drewry [1976] e Steed [1983], e forse simile a quello oggi ben riconosciuto nel Mare di Ross: questo è uno degli aspetti che la ricerca antartica dovrà cercare di chiarire. Infatti, il bacino di Wilkes potrebbe anche rappresentare la coalescenza di più depressioni tettoniche che bordano ad Ovest la parte centro-settentrionale della Montagne Transantartiche visto che, insieme al bacino di Pensacola, contiene evidenze d'incurSIONI marine, come indicato dalla flora e dalla fauna individuate nei depositi Neogenici del Sirius Group, e perciò potrebbe essere stato riattivato durante il Cenozoico a seguito del sollevamento delle TAM [Elliot, 1994].

Di recente Fitzgerald e Baldwin [1997] hanno proposto un modello in cui il sollevamento Cretacico delle TAM nell'area del Ross Embayment, è riconducibile ad assottigliamento crostale che comporta la risalita del tetto dell'astenosfera il quale innesca l'estensione in superficie (Fig. 54). Lo spessore crostale interessato da questo tipo di strutture sarebbe delimitato in profondità da una superficie asimmetrica di disgiunzione (*detachment fault*), base di una faglia listrica a livello litosferico che nel modello richiamato da Fitzgerald e Baldwin [1997] è formata da una parte superiore priva di estensione e talvolta sollevata, ed una parte inferiore caratterizzata da blocchi fagliati ed inclinati. Ciascun bacino del Ross Embayment sarebbe interessato

da *detachment fault*, che potrebbe arrivare ad interessare anche la Terra di Marie Byrd, la Nuova Zelanda ed il Campbell Plateau.

Cande *et al.*, [2000] collegano invece il sollevamento delle TAM ad un episodio estensivo registrato tra la Terra Vittoria settentrionale e l'Iselin Bank.

Quindi, relativamente all'aspetto tettonico, la sua collocazione geografica e le sue dimensioni suggeriscono due ipotesi principali: (1) tettonica estensionale indotta dalla dinamica della litosfera del sistema Mare di Ross-Catena Transantartica; (2) tettonica nell'insieme transensiva, indotta dalla dinamica di espansione dell'Oceano Meridionale, in analogia a quanto recentemente ipotizzato da Salvini *et al.* [1997] per la Terra Vittoria ed il Mare di Ross occidentale. Non è però da escludere l'azione combinata di entrambe le fenomenologie, o una loro successione nel tempo [Salvini e Storti, 2001].

Anche l'età ed il tasso di sollevamento delle TAM sono argomenti dibattuti, ed è stata avanzata l'ipotesi che esse rappresentino una catena, con un andamento da lineare a curvilineo, di blocchi inclinati e asimmetrici che, a differenza di altre spalle di rift, però, non cambiano il loro assetto per l'intera lunghezza della catena con un'inclinazione uniforme di $\sim 1^\circ \div 2^\circ$ verso la parte opposta all'asse del rift [Van der Wateren e Cloething, 1999 e ref. ivi citate].

Inoltre, si suppone che i diversi blocchi crostali in cui sarebbero divise le TAM, sono stati sollevati in modo differenziale nello spazio e nel tempo, probabilmente a causa della presenza di strutture trasversali ad alto angolo lungo le stesse TAM [Wilson, 1999], oppure per le diverse proprietà meccaniche della litosfera lungo il rift [Salvini *et al.*, 1997]. La segmentazione delle TAM in vari blocchi crostali caratterizza, per esempio, l'interno della Terra Vittoria meridionale e la regione del ghiacciaio di Scott [Fitzgerald, 1992; Stump e Fitzgerald, 1992].

Dalle tracce di fissione rilevate nell'apati-

te, emerge che nel Cretacico inferiore (115 Ma) le TAM subirono una rapida denudazione, successiva al sollevamento, nelle zone dei ghiacciai di Scott e di Beardmore (TAM centrali) [Fitzgerald, 1994], e verso la fine del Cretacico (~85 Ma) nell'area del ghiacciaio di Scott e alle Montagne Admiralty, nella Terra Vittoria settentrionale e meridionale [Fitzgerald e Gleadow, 1988]. Queste prime due fasi di denudazione sarebbero associate, rispettivamente, al rifting iniziale tra l'Australia e l'Antartide e all'estensione iniziale nel Ross Embayment [Behrendt et al., 1991]. L'apice del fenomeno venne però raggiunto negli ultimi 55 Ma (Tab. 2), con un sollevamento delle TAM di almeno 4 km negli ultimi 30 Ma [Fitzgerald, 1994].

Fitzgerald et al., [1986] hanno valutato, per la Terra Vittoria meridionale, un tasso medio di sollevamento di 100 m/Ma per gli ultimi 60 Ma, con punte di 200 m/Ma per circa 10-15 Ma [Fitzgerald, 1992].

Secondo ten Brink et al., [1997] le TAM sarebbero state sollevate in gran parte ~30 Ma, dopo la fine della principale fase di rifting del Ross Embayment, e quindi l'evento viene associato al contemporaneo movimento transtensivo tra Antartide orientale e occidentale avvenuto durante la riorganizzazione della placca nell'Oceano Meridionale (~30 Ma).

Sugden et al., [1995] in base ai dati geomorfologici della Terra Vittoria settentrionale, suggeriscono, invece, che l'attuale paesaggio delle TAM riflette sollevamento ed erosione avvenuti nel pre-Neogene, mentre Behrendt e Cooper [1991] sostengono che le TAM subirono il massimo sollevamento negli ultimi 5 Ma, sin dal Pliocene inferiore, con un tasso di ~1 km/Ma, che avrebbe portato all'attuale configurazione delle TAM nell'area che va dalla Terra Vittoria alle Montagne di Ellsworth.

5.4. La sismicità dell'Antartide

In Antartide va distinta la sismicità della placca da quella del continente. Infatti, l'energia totale rilasciata dalla placca Antartica tra il 1925 e il 1980, è paragonabile a quella delle placche Africana e di Nazca, interessate da una tettonica simile, dove è distribuita lungo i margini della placca [Okal, 1981]. Basti pensare che il 25 marzo 1998, la placca Antartica venne interessata da un evento sismico distante 300 km dal più vicino limite di placca che, con una magnitudo (M_w) di 8.1, rappresenta il più grande terremoto intraplacca oceanico mai registrato. Si tratta di un evento insolito, non considerato intraplacca nel senso classico, che cade in un'area dove la sismicità regionale è dominata da eventi trascor-

renti vicino alle faglie trasformati della dorsale Indiana Sudorientale, anche se tra le cause vengono richiamati pure gli effetti di deglaciazione della calotta Antartica [Kreemer e Holt, 2000].

Il continente, invece, che è tre volte più piccolo della placca, è relativamente asismico, benché siano presenti alcune grandi strutture di rift (Lambert, Filchner e Ross), che suggeriscono un locale regime tettonico estensionale [Roult et al., 1994]. La bassa sismicità del WARS, però, mal si concilia con l'attività neotettonica e vulcanica recenti [Behrendt et al., 1993]. Questa viene messa in relazione anche alla bassa rigidità della crosta in estensione nel Ross Embayment e all'alto flusso di calore nell'area (inclusendo le TAM), fattori che avrebbero favorito il diffondersi di rapidi creep lungo le faglie, con movimenti che producono pochi terremoti. E dal confronto con le altre aree glaciali del globo è emersa l'ipotesi che la bassa sismicità dell'Antartide, come per la Groenlandia, sia da ricondurre alla spessa coltre glaciale da cui tali regioni sono ricoperte, che è ritenuta in grado di attenuare il risentimento dei sismi. E come la Fennoscandia, il WARS potrebbe trovarsi nella fase successiva alla deglaciazione che, dopo un periodo iniziale di alta sismicità, è seguita da un periodo di bassa sismicità come quello che attualmente contraddistingue queste regioni [Behrendt et al., 1993, e ref. ivi citate].

Va detto, però, che i dati disponibili sono ancora pochi, perché poche sono le stazioni sismiche sul continente. Ciò nonostante sono stati registrati dei terremoti intraplacca sulle aree continentali, ad un livello basso ma crescente, così si sta cercando di utilizzare queste informazioni per comprendere la neotettonica dell'Antartide ed è stata stilata una mappa di questi sismi nell'intervallo 1990-1999 (Fig. 55). Fenomeni che potrebbero essere presenti anche al di sotto della coltre glaciale, tra i rilievi e i bacini dell'Antartide orientale. A questo va aggiunto che la placca Antartica è soggetta anche a fattori di stress indotto dal carico e dallo scarico del ghiaccio in seguito ad oscillazioni climatiche. Tant'è che gli eventi (100-112) in figura 55 rappresentano microsismicità nei pressi della stazione Syowa (SYS), interpretati in termini di sollevamento della costa a seguito di deglaciazione. La sismicità intraplacca dell'Antartide è però caratterizzata dalla totale assenza di terremoti al di sopra di $m_b=5.0$ [Reading, in press]. Quelli con una magnitudo superiore, riportati in figura 55, si presentano al limite con la placca Atlantica meridionale (SA) o in associazione con l'attività vulcanica all'isola di Deception (DI) che, insieme agli eventi sismici associati alla subduzione nello Bransfield Strait (BS), ca-

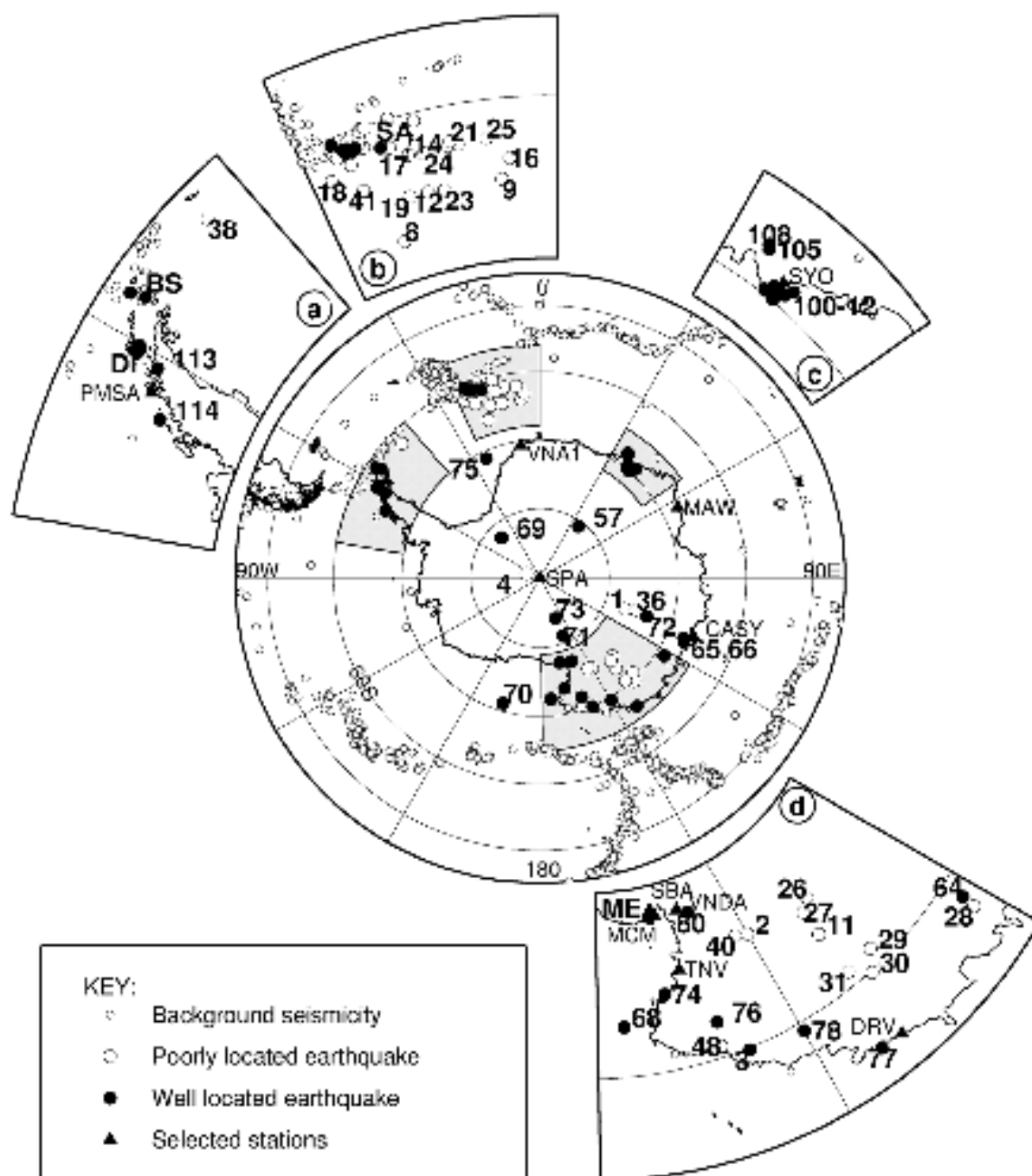


Figura 55. Mappa dei terremoti Antartici intraplacca avvenuti nell'intervallo 1990-1999, conosciuti e dedotti, sullo sfondo della sismicità che definisce il limite della placca Antartica. I risultati mostrano un basso ma significativo livello di sismicità attraverso le TAM, dalla Terra di Giorgio V alla Terra di Adelia, e che alcune deformazioni stanno avvenendo nella Penisola Antartica, nel Mare di Weddell, nel Mare di Ross e lungo la costa dell'Antartide orientale. Nessuna registrazione, su scala globale, è stata ottenuta circa la Terra di Marie Byrd. Da notare, invece, che gli eventi (113) e (114) riportati nel riquadro (a), sono in evidente continuità con l'attività sismica sul margine occidentale della Penisola. Le registrazioni locali attraverso il continente suggeriscono la necessità di raggiungere una maggiore distribuzione di stazioni, prima di proporre ipotesi in merito alle aree di apparente asismicità che interessano gran parte dell'Antartide. Le abbreviazioni sono: **BS**, Bransfield Strait; **CASY**, Casey; **DI**, Deception Island; **DRV**, D'Urville; **MAW**, Mawson; **ME**, Mt. Erebus; **MCM**, Mc Murdo; **PMSA**, Palmer; **SA**, placca Atlantica meridionale; **SBA**, Scott Base; **SPA**, South Pole ad Amundson-Scott; **SYS**, Syowa Station; **TNV**, Terra Nova; **VNA1**, Neumayer; **VNDA**, Vanda. da Reading [in press].

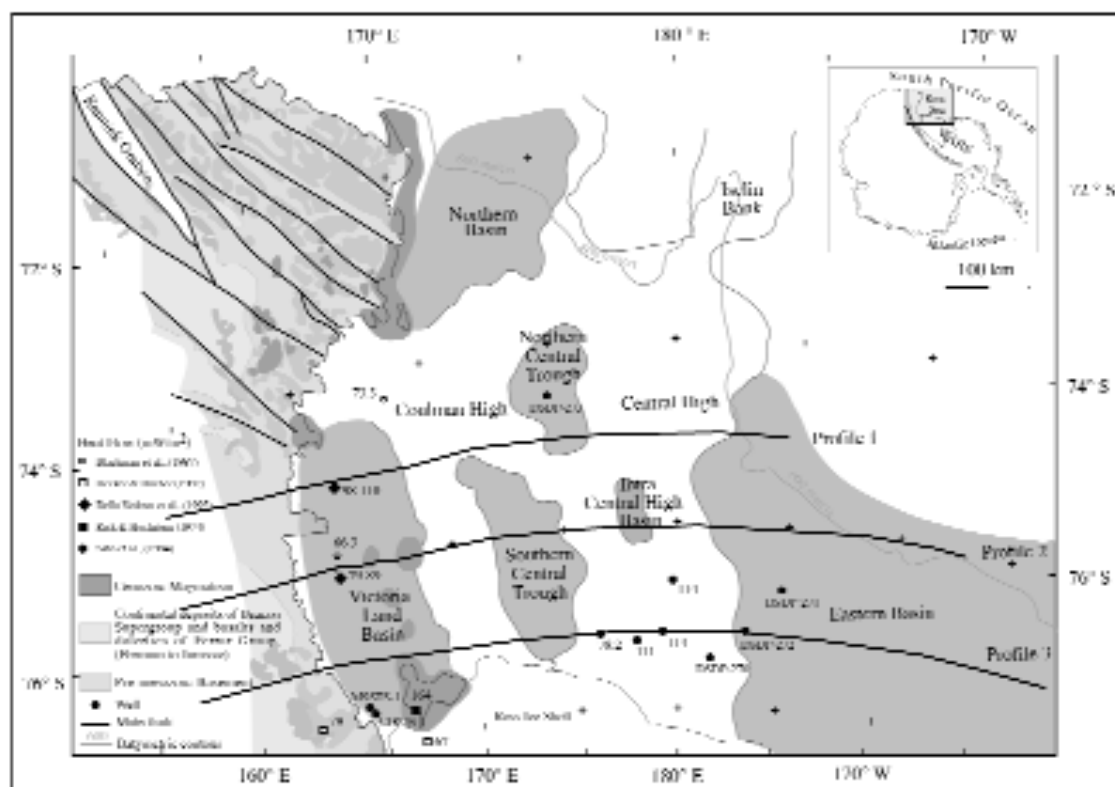


Figura 56. Schema geologico dell'area compresa tra il Mare di Ross e la Terra Vittoria, con i principali bacini sedimentari separati da alti strutturali e la posizione dei tre profili riportati in figura 57. I depocentri contengono sedimenti che vanno dal Cretacico superiore (?) al Quaternario. da *Busetti et al.*, [1999].

ratterizzano la sismica e la tettonica della Penisola Antartica [Lee *et al.*, 2000]. Lo stesso discorso vale per i terremoti vicini alla giunzione tripla Sandwich-Scotia- Atlantico, che risentono degli eventi al limite di placca. Così, a causa della sismicità relativamente alta, è probabile che gli eventi riportati in figura 55b siano causati direttamente da interazioni al limite di placca, anche se gli eventi distribuiti linearmente (18-23; 17-25) corrispondono a lineazioni individuate dalla topografia del fondo oceanico.

L'evento (75) fornisce una buona evidenza di una deformazione sismica attiva nel Mare di Weddell, mentre una distinta banda di sismicità, chiaramente associata con la zona limite tra Antartide orientale e occidentale, sta emergendo dalle TAM ed include sia eventi giovani (4), che quelli registrati da reti globali (69, 73, 71, 76 e 80). Non associati alle TAM sono invece i numerosi terremoti intraplacca del quadrante 90°/180° E, che interessano le Terre di Oates e di Adelia e si verificano sotto un'area notevolmente estesa e coperta dal ghiaccio.

Gli eventi (68) e (70) sono ben localizzati, e rappresentano le deformazioni sismiche nel Mare di Ross riconducibili tanto al vulcanismo attivo quanto alle deformazioni intraplacca che

si presentano nell'Antartide occidentale.

Terremoti tettonici sono stati registrati anche vicino a Monte Erebus (ME), Mc Murdo Sound (MCS), le basi Scott (SBA) e di Vanda (VNDA) [Reading, in press, e ref. ivi citate].

5.5. Il Ross Embayment

Bordato ad Ovest dalle TAM, il Mare di Ross è ricoperto per metà dai ghiacci che formano la sua piattaforma galleggiante (Ross Ice Shelf) che, continuamente alimentata dai ghiacciai, attualmente ha le dimensioni della Francia. Mare di Ross e Ross Ice Shelf costituiscono il Ross Embayment (Fig. 56, 57) che si sovrappone al limite tra i due subcontinenti Antartici.

Vero e proprio mare interno del Pacifico meridionale, il Mare di Ross occupa una superficie di 750.000 km² con una profondità media di ~500 m, sul lato Pacifico del margine Antartico. Di forma grossolanamente triangolare, si insinua col vertice più acuto all'interno del continente Antartico per oltre 900 km. Netti e di natura strutturale (faglie) sono tanto i confini verso le TAM quanto quelli della Terra di Marie Byrd, caratterizzati da una spalla di rift meno pronunciata, con contorni più frastagliati

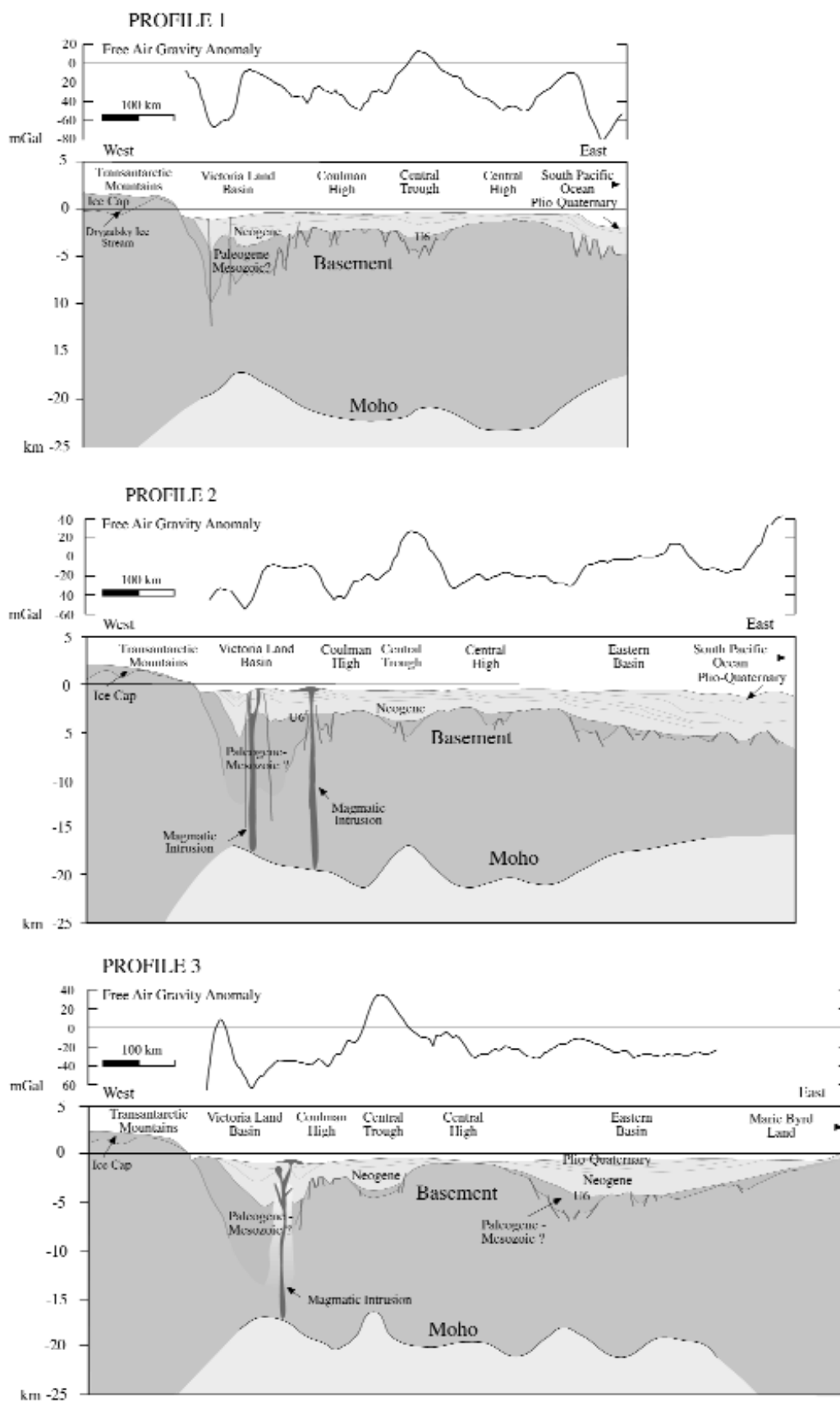


Figura 57. L'interpretazione geologica dei tre profili la cui ubicazione è riportata in figura 56. I depocentri contengono i primi sedimenti del rift accumulatisi durante il Cretacico superiore e il Paleogene, sui quali giacciono in discordanza sedimenti glaciomarini neogenici e quaternari. da Buseti *et al.*, [1999].

[Cooper et al., 1995].

Al limite settentrionale del Mare di Ross, il margine del settore orientale è un margine passivo tipico, mentre quello del settore occidentale presenta un passaggio piuttosto sfumato all'antistante bacino oceanico. La scarpata è costruita da accumuli sedimentari progradanti [Hinz e Block, 1984].

L'analisi sismostratigrafica delle sequenze deposizionali (Ross Sea Seismic Sequences, da RSS-1 a RSS-8) [Hinz e Block, 1984; Brancolini et al., 1995a, b;] e la loro taratura stratigrafica, mediante dati di perforazioni DSDP leg 28 [Hayes e Frakes, 1975], MSSTS-1 [Barrett, 1986] e CIROS-1 [Barrett, 1989] hanno permesso di ricostruire a scala regionale la distribuzione dei vari ambienti deposizionali nel passato [Brancolini et al., 1995b]. Ambienti che sono stati meglio definiti grazie alle recenti perforazioni provenienti dai CRP-1, CRP-2/2A e CRP-3 [Cape Roberts Science Team, 1998; 1999; 2000].

È stato così evidenziato che il Mare di Ross è occupato in gran parte da una piattaforma continentale con caratteri tipici di piattaforma circum-polare, e la morfologia attuale risulta fortemente condizionata dai processi glaciali. Le indagini geofisiche consentono di suddividere la zona in aree a caratteri ben distinti con 4 depocentri principali (Northern Basin, Victoria Land Basin, Central Trough ed Eastern Basin in Fig. 56, 57, 58), parte dei quali potrebbe estendersi sotto l'adiacente sistema di rift coperto dal ghiaccio [Cooper et al., 1991; Trey et al., 1999]. I bacini sono separati da due alti del basamento, il Coulman High ed il Central High, e si distribuiscono in questo modo:

1. il settore orientale è occupato dall'Eastern Basin, una depressione rettangolare colmata da quasi 6 km di sedimenti. Ad Ovest è limitato dal Central High, un alto strutturale allungato in senso N-S, con copertura sedimentaria ridotta o assente [Salvini et al., 1997];

2. il Central Trough (anche Central Basin), largo circa 100 km ed allungato per più di 500 km in senso N-S, presenta due depocentri principali e contiene 7÷8 km di rocce sedimentarie, al di sotto delle quali potrebbe trovarsi una sottile sezione vulcanica. Il Central Trough probabilmente continua sotto il Ross Ice Shelf [Behrendt, 1999];

3. il Victoria Land Basin, è il bacino più profondo nel Mare di Ross e probabilmente contiene 14 km di rocce sedimentarie Mesozoiche e Cenozoiche [Cooper et al., 1997] di cui oltre 8 km risalirebbero all'Oligocene [Cape Roberts Science Team, 2000] e fanno parte di una sequenza in cui si identifica la discordanza

dell'Oligocene superiore presente anche nell'Eastern Basin. La sequenza più antica potrebbe essere correlata con le formazioni del Beacon Supergroup affioranti nelle TAM;

4. il Northern Basin rappresenta il margine passivo del Mare di Ross occidentale, ed è separato dal Victoria Land Basin dal Coulman High, che si trova nei pressi dell'anomalia magnetica Polar 3 (oltre 1000 nT di ampiezza e lunga centinaia di km) localizzata tra la provincia di Monte Melbourne e l'isola di Coulman.

Facilmente rilevabile in tutto il Mare di Ross è una superficie di discordanza (RS-U6) [Hinz e Block, 1984; Brancolini et al., 1995b] importante per definire l'età degli stadi di rifting e l'estensione crostale: gran parte degli eventi deformativi sarebbero avvenuti prima di questa discordanza che si trova al tetto dei sedimenti che riempiono i depocentri dell'Eastern Basin e del Central Trough, ed è inloap sugli alti strutturali che la delimitano [Busetti, 1994; Behrendt, 1999]. Il tetto della discordanza è stato datato a 26 Ma dai sedimenti presenti sopra la (RS-U6) individuati nel sondaggio 270 del Deep Sea Drilling Project (DSDP 270) (Fig. 56, 57) [Hayes e Frakes, 1975]. l'unico sito dove s'è risaliti alla natura e all'età del basamento, poco note in tutto il Mare di Ross, inteso come insieme di formazioni rocciose preesistenti all'apertura dei bacini: individuato su un alto strutturale, è costituito da rocce metamorfiche (gneiss) del Paleozoico inferiore simili a quelle riscontrate lungo le TAM [Ford e Barrett, 1975].

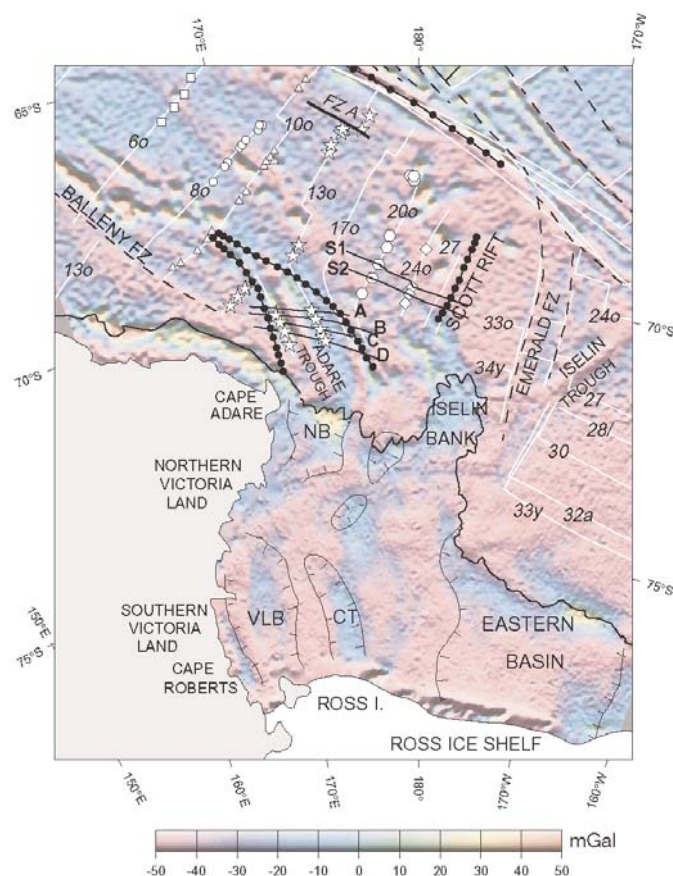
La regione è caratterizzata anche dalla presenza, in superficie, di centri vulcanici Cenozoici, mentre studi geofisici hanno dimostrato l'esistenza di grandi strutture vulcaniche in mare nascoste dal ghiaccio [Hayes e Frakes, 1975]. Basti pensare che, l'anomalia magnetica Polar 3, è stata interpretata come un esteso deposito magmatico formato da vulcaniti e intrusioni subvulcaniche mafiche e ultramafiche [Behrendt et al., 1993].

5.6. L'estensione nel Mare di Ross

Attualmente il Mare di Ross è caratterizzato da una crosta continentale assottigliata dai 17 ai 21 km di spessore [Behrendt et al., 1993], per effetto di processi di distensione della litosfera che hanno agito su una crosta originariamente a spessore normale o elevato per la presenza di catene montuose più antiche.

I dati paleomagnetici indicano che ci sono stati almeno 300 km di spostamento e forse una rotazione di 40°÷90° tra l'Antartide orientale ed occidentale a partire da 100 Ma [Di Venere et al., 1994; Luyendyk et al., 1996].

Figura 58. Mappa tettonica relativa ai bacini della regione del Mare di Ross, sovrapposta alle anomalie in aria libera derivate da satellite le quali rilevano la presenza di una struttura di graben, la depressione di Adare (Adare Trough), che sarebbe stata allineata con i bacini sedimentari del Mare di Ross occidentale. Si tratterebbe di strutture legate all'estensione Cenozoica nel Ross Embayment. La linea nera segna la batimetria dei 1.000 m; i punti neri individuano le discontinuità tettoniche; i simboli bianchi pieni rappresentano le isocrone magnetiche della placca Antartica: il quadrato, anomalia 60; il cerchio, 80; il triangolo, 100; la stella, 130; l'esagono, 200; il rombo, 240. Le abbreviazioni sono: **VLB**, Victoria Land Basin; **NB**, Northern Basin; **CT**, Central Trough. Le abbreviazioni (o), old; (y), young; valgono anche per la Fig. 59. Sono riportate anche le tracce dei profili (A, B, C, D) che vengono discussi dagli autori a sostegno della loro ipotesi. da *Cande et al.*, [2000].



L'evidenza che ci sia stata un'estensione Cenozoica (Fig. 58, 59) tra l'Antartide orientale ed occidentale è alquanto controversa, ed anche se il risultato è la spalla di rift delle TAM costituita dall'attivo WARS [*Cande et al.*, 2000], datazione e valutazione quantitativa dell'estensione restano argomenti assai dibattuti.

Fitzgerald et al. [1986] ipotizzano un'estensione crostale nel Ross Embayment di ~200 km (~25%-30%), che si sarebbe impostata su una litosfera di tipo cratonico, ammettendo uno spessore della crosta terrestre di 35-40 km prima del rifting (simile a quello dell'Antartide orientale), rispetto uno spessore medio attuale della crosta terrestre di 25-30 km.

Secondo *Buseti et al.*, [1999], invece, il rifting avvenuto tra il Cretacico superiore ed il Cenozoico nel Mare di Ross, ha interessato una litosfera cratonica fredda, con uno spessore pre-rift di ~230 km. I valori medi del fattore estensionale (β : rapporto tra lo spessore della crosta prima e dopo l'estensione) compresi tra 2,3 e 2,8, sarebbero equivalente ad un'estensione, nel Mare di Ross, compresa tra 115% e 140%.

Lawver e Scotese [1987], nella loro ricostruzione di Gondwana, ipotizzano che la crosta fra l'Antartide orientale e la Terra di Marie Byrd ha subito ~50% di estensione mentre *Lawver e*

Gahagan [1994], sulla base della ricostruzione delle placche, sono propensi per un'estensione Cenozoica inferiore ai 50 km.

Ad ogni modo, finora non si è riusciti a risalire ad un valore dell'estensione che sia in grado di giustificare il vulcanismo Cenozoico, e *Behrendt* [1999] sostiene che l'assottigliamento della crosta sottostante il WARS, potrebbe essere tanto il risultato di una grande estensione (con $\beta \sim 2$) quanto il prodotto di un mantle plume, oppure una combinazione di entrambi.

Secondo *Cande et al.*, [2000] la migliore evidenza che tra l'Antartide occidentale e orientale ci sia stata una significativa estensione Cenozoica, deriva dal fatto che, qualora questa venga trascurata, restano ampi spazi vuoti nelle ricostruzioni paleogeografiche del Pacifico Sudoccidentale (Fig. 59). Così ritengono che questa estensione è definita da un intervallo di anomalie magnetiche del fondo oceanico, che si formarono tra l'Eocene e l'Oligocene, ed individuano un centro d'espansione ora estinto, a Nord del Ross Embayment occidentale, nella depressione di Adare (Adare Trough in Fig. 58, 59). La presenza delle anomalie suggerisce agli autori che la depressione di Adare era un lembo di una giunzione tripla dorsale-dorsale-dorsale, tra le placche dell'Australia e dell'Antartide oc-

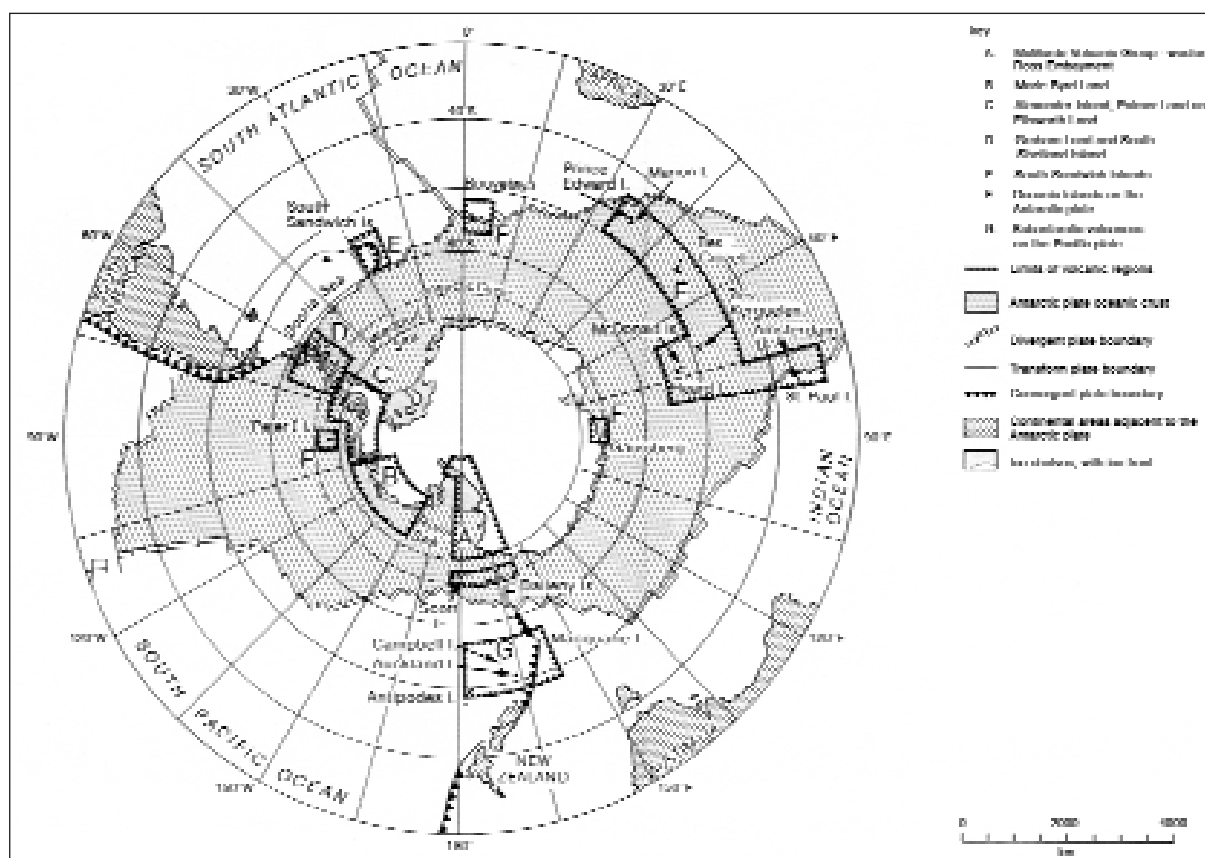


Figura 60. Distribuzione delle aree vulcaniche Cenozoiche sulla placca Antartica, suddivise in province sulla base delle strutture tettoniche presenti. Un'ulteriore complicazione della tettonica regionale nel Mare di Ross, qui non riportata, è la presenza di un'anomalia termica, dall'Oligocene all'attuale, situata sotto la Terra di Marie Byrd.
da *LeMasurier e Thomson* [1990] modificato.

tivi, mentre altri 32 potrebbero essere stati attivi nell'Olocene (~0,01 Ma). Considerando però l'esteso vulcanismo tra McMurdo Sound e Cape Adare, si ritiene che altri centri vulcanici siano presenti sotto la copertura glaciale, tra la provincia vulcanica di Monte Erebus e i due centri isolati a Sheridan Bluff e Mount Early (Fig. 61), vicino al polo Sud. Indagini geofisiche hanno portato ad ipotizzare la presenza, sotto la calotta dell'Antartide occidentale, di oltre 10^6 km³ di rocce vulcaniche e plutoni subvulcanici Cenozoici [Behrendt *et al.*, 1994; 1996], nonché di ~100 vulcani sottomarini, forse dell'Olocene, sopra la piattaforma continentale del Mare di Ross occidentale [Behrendt *et al.*, 1991].

La presenza di un'elevato volume di rocce magmatiche sotto la calotta pone la questione del perché in superficie, le stesse rocce siano piuttosto limitate: potrebbero essere state rimosse dall'attività erosiva dei ghiacciai [Behrendt *et al.*, 1995]. Inoltre ialoclastiti associate ad eruzioni subglaciali sono talmente diffuse nel WARS da renderle, insieme alle rocce alcaline, uno dei caratteri distintivi del vulcanismo Cenozoico Antartico [LeMasurier, 1990a, b].

5.7.1. Le cause del magmatismo nel WARS

Assai dibattuta è anche la causa di questo magmatismo Cenozoico del WARS, con relativo assottigliamento della crosta dalle isole di Balleny al Victoria Land Basin settentrionale e al Minna Bluff, che si trova 150 km a Sud di Cape Roberts (Fig. 61).

Potrebbe essere una manifestazione di un rift lineare, simile in larghezza e lunghezza, all'attuale sistema di rift dell'Africa orientale, e quindi causato proprio dall'assottigliamento crostale che avrebbe prodotto il fuso magmatico per decompressione.

Del resto, l'attività tettonica Cenozoica sul continente è stata caratterizzata principalmente da movimenti verticali ed estensionali, associati a rift intracontinentali e legati all'immobilità della placca Antartica [Lawver *et al.*, 1991]. Quest'ultimo carattere sarebbe riflesso principalmente dall'assenza di tracce lineari di hotspots tra i vulcani, tanto sul continente quanto nell'oceano, nonostante sulla porzione oceanica della placca siano numerose le dorsali asismiche e i plateau sormontati da isole vulcaniche, mentre sul continente ci sono esempi di ca-

tene vulcaniche lineari nella Terra di Marie Byrd. Così, i principali elementi geologici associati al vulcanismo Antartico sono essenzialmente riconducibili [LeMasurier e Thomson, 1990] alla presenza di una placca stazionaria.

5.7.2. L'ipotesi del plume

Tra le ipotesi finora avanzate per giustificare il vulcanismo Cenozoico, figura quella legata alla presenza, sotto la placca, di un mantle plume (Fig. 61) in un'area estesamente ricoperta dal ghiaccio che sarebbe arrivata ad intor-
ressare l'intero WARS [LeMasurier et al., 1992; Behrendt et al., 1992; Hole e LeMasurier, 1990, 1994]. Cos vari autori [Kyle, 1990; Rocholl et al., 1995; LeMasurier e Landis, 1996] riconducono la questione non tanto al fatto se un plume sia presente nell'area occupata dal WARS, ma alle sue dimensioni e sull'eventuale attività. I vulcani delle isole sulle sue dimensioni e sull'eventuale attività. I vulcani delle isole senza di tanti piccoli plumes invece Campbell Plateau, che si trova su crosta continentale e prima del Cenozoico faceva parte dell'Antartide occidentale.

Le diverse tipologie di ipotesi relative alla attività di plume nel WARS sono le seguenti: (i) un plume piccolo che coprirebbe un'area di 500x660 km (in scala simile a quello di Yellowstone) attivo nella sola Terra di Marie Byrd (Fig. 61) sin da 30 Ma, oppure (ii) un plume sotto il Monte Erebus, attivo nell'area del Mare di Ross occidentale occupata dal Terror Rift, dove il rifting è tuttora attivo [Tessensohn e Wörner, 1991], alle cui estremità si trovano i vulcani attivi del Monte Erebus e del Monte Melbourne [Kyle, 1996], oppure (iii) entrambi i plume precedenti [Storey et al., 1999] in quanto dicchi mafici di età Cretacica esposti nella MBL, sarebbero legati a un plume che attualmente si troverebbe sotto il Monte Erebus ma che nel Cretacico era ubicato sotto la MBL, mentre un secondo plume si sarebbe invece stabilizzato a ~30 Ma sotto la MBL; (iv) d'altra parte, la uniforme composizione isotopica delle sorgenti dei magmi nel WARS e nelle regioni circostanti suggerisce l'ipotesi che il plume possa essere giunto al di sotto della Placca Antartica prima della separazione dalla Nuova Zelanda, possibilmente nel Cretacico superiore, o in precedenza [Hart et al., 1997].

Tuttavia, evidenze di modesta subsidenza anziché di un sollevamento termicamente sostenuto [LeMasurier e Landis, 1996] portano a escludere l'ipotesi di un plume Cretacico. D'altra parte, importanti discontinuità litosferiche individuate nella Terra Vittoria [Salvini et al., 1997], hanno messo in evidenza l'esistenza di un'importante tettonica intraplacca transtensionale che potrebbe essere sufficiente a spie-

gare l'origine e la messa in posto dei magmi senza l'intervento di un plume [Rocchi et al., in press/b].

Sono stati però ipotizzati anche plumes oceanici che delimitano il margine settentrionale del WARS, e sarebbero rappresentati dalle isole di Balleny, di Peter I e di Scott [Duncan e Richards, 1991; Lanyon et al., 1993; Hart et al., 1995, 1997].

Tant'è che Wörner [1999] ipotizza la presenza di un serbatoio, che avrebbe alimentato a lungo un plume, all'altezza del mantello nell'area sottostante il Mare di Tasmania, le isole di Balleny e il rift che interessa il Mare di Ross.

5.7.3. Le isole vulcaniche sub-Antartiche

Tutte le isole oceaniche nel Sud Pacifico e nell'Oceano Indiano (Fig. 60) sono vulcani almeno in parte intraplacca. I vulcani delle isole Amepedes, Auckland e Campbell sono sul Campbell Plateau, che si trova su crosta continentale e prima del Cenozoico faceva parte dell'Antartide occidentale.

Le isole di Balleny e di Scott si trovano su crosta oceanica e sono composte di vulcani alcaline del Cenozoico superiore, eruttate su crosta oceanica relativamente giovane nel Ross Embayment: si formarono a seguito di un'attività vulcanica intraplacca avvenuta tra ~10 Ma e l'attuale [Johnson et al., 1992].

L'isola di Peter I si trova a cavallo di un limite crostale e tettonico, nei pressi del margine continentale dell'Antartide occidentale [McAdoo e Laxon, 1997].

Tra le isole oceaniche, quelle che presentano vulcani associati ad eventi di subduzione, sono soltanto le isole South Shetland e le South Sandwich, mentre l'isola di Macquarie deve la sua esistenza a una complessa interazione tra la placca Pacifica e quella Indo-Australiana. Mentre quest'ultima si sta muovendo verso Nord, la placca Pacifica si sta muovendo verso Nordovest e sembra che venga subdotta sotto la placca Indo-Australiana proprio all'altezza dell'isola di Macquarie, col risultato che un pezzo di fondo oceanico è stato portato verso l'alto creando l'isola che è la sola al mondo composta interamente di crosta oceanica con rocce (ofioliti) originate dal mantello.

Inoltre, l'isola si trova lungo il Macquarie Ridge, un alto batimetrico lungo migliaia di km che, nella 'Macquarie Fault Zone', segna il limite trasforme tra le placche Australiana e Pacifica, a Sud della Nuova Zelanda. La zona del limite di placca attiva è piuttosto stretta (inferiore ai 5 km di larghezza), e le indagini geofisiche marine non hanno evi-

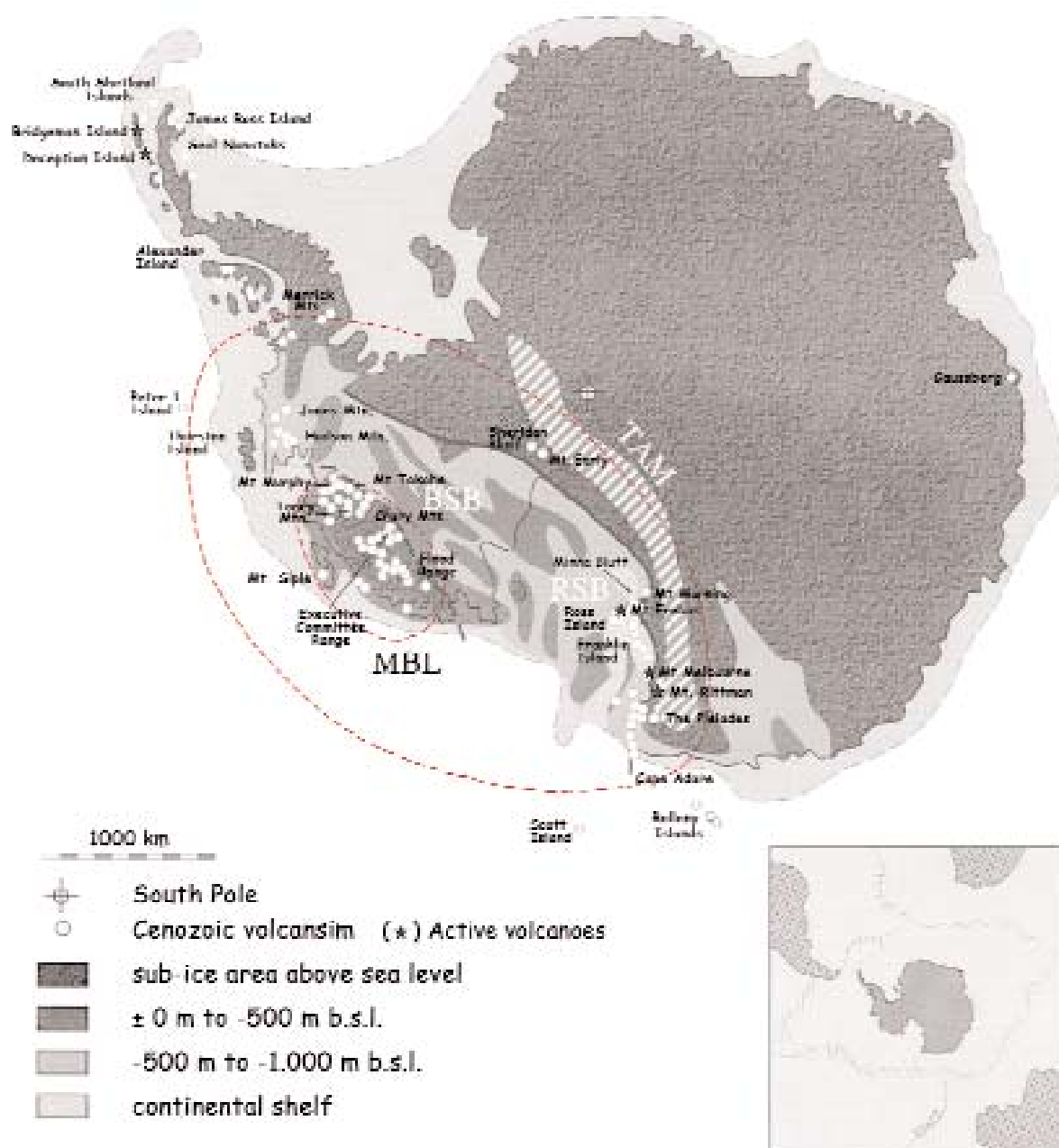


Figura 61. Distribuzione dei vulcani Cenozoici in Antartide rispetto la Catena Transantartica (**TAM**) e il West Antarctic Rift System (**WARS**, linea netta). Le aree ellissoidali tratteggiate individuano le zone d'influenza di due ipotetici plumes: quello più grande è tratto da *Behrendt et al.*, [1992], mentre quello che interessa l'area ristretta alla sola Terra di Marie Byrd (**MBL**) è stato ipotizzato da *LeMasurier e Landis* [1996]. Infatti, è assai diffusa l'idea che sotto l'Antartide occidentale sia presente un plume, responsabile dell'attività vulcanica Cenozoica, che potrebbe essere attivo sin dal Cretacico, quando avrebbe prodotto la separazione della MBL dal blocco Nuova Zelanda/Campbell Plateau. L'ubicazione dei vulcani è stata tratta da *Behrendt* [1999], *LeMasurier e Landis* [1996] e *Wörner* [1999]. I vulcani Cenozoici esposti dal Ross Embayment occidentale alla Terra di Palmer si distribuiscono lungo i fianchi del WARS. In particolare, i vulcani presenti da Cape Adare al Monte Early giacciono sul fianco che ricade nell'Antartide orientale, i vulcani della Terra di Marie Byrd giacciono sul fianco Pacifico, quello più basso, mentre i vulcani della Terra di Ellsworth, della Terra di Palmer e dell'isola di Alexander sembrano disporsi su entrambi i fianchi del WARS e sulla sua prosecuzione. Le altre abbreviazioni sono: **RSB**, Ross Sea Basin; **BSB**, Byrd Subglacial Basin. da *Wörner* [1999] modificato.

denziato nessun lineamento attivo compressivo sul fondale oceanico [Coffin, 2000].

Le isole che si trovano sopra o vicino le dorsali medio-oceaniche (Bouvetøya, Prince Edward, Amsterdam e Saint Paul) sono invece composte di rocce sature o sovrasature, mentre le tipiche associazioni attribuite al magmatismo di dorsale medio-oceanica sono state trovate ben lontano dalla cresta della dorsale (Scott, McDonald e Possession), però le trachiti sono presenti sia vicino che lontano alle dorsali [LeMasurier, 1990a].

I vulcani tardo Cenozoici delle isole Kerguelen e dell'isola Heard, potrebbero rappresentare l'ultimo stadio di un mantle plume che iniziò l'attività ~118 Ma [Frey et al., 2000]. Per questi vulcani, però, è stata anche avanzata l'ipotesi di una connessione petrogenetica con la dorsale asismica Kerguelen-Gaussberg.

Ipotesi che nasce dal fatto che nell'isola Heard, la quale si trova a Nord di Gaussberg e consiste di un vulcano principale (Big Ben, 2.750 m) tuttora attivo ma a bassa intensità, è stata rinvenuta l'unica associazione di rocce vulcaniche riconducibile alla serie potassica nell'ambito dei bacini oceanici dell'Antartide, mentre a Gaussberg affiorano le uniche rocce leucititiche (altamente potassiche) del continente, generate dai vulcani del Cenozoico superiore [LeMasurier, 1990a].

5.7.4. I vulcani delle aree continentali

La distribuzione dei vulcani sul continente è legata al WARS e al margine Pacifico della placca Antartica. In quest'ultima regione si trovano i vulcani della Terra di Graham e delle isole South Shetland che si formarono durante un cambio del regime tettonico, passando da un vulcanismo associato a subduzione ad un'attività di retro-arco e di bacini marginali.

Magmi basaltici alcalini furono eruttati, nel corso del Cenozoico, da numerosi centri sparsi lungo la Terra di Graham. Tale attività sembra riconducibile ad un fenomeno intraplacca legato ad estensione regionale.

Nella Terra di Graham, così come nelle isole South Shetland e South Sandwich, sono state trovate anche vulcaniti sub-alcaline prodotte da un arco magmatico associato a processi di subduzione.

I vulcani delle South Sandwich, apparentemente rappresentano lo sviluppo di un nuovo arco, mentre i centri eruttivi nella Terra di Graham e nelle South Shetland segnano l'estinzione di un arco magmatico che interessò l'intero margine Pacifico dell'Antartide negli ultimi 200 Ma [LeMasurier, 1990a].

5.7.4.1. I vulcani del margine Pacifico

Sul fianco del WARS si trovano i vulcani dell'area di McMurdo, del Ross Embayment occidentale, delle Terre di Marie Byrd, di Palmer e di Ellsworth e dell'isola di Alexander. Il carattere altamente alcalino e bimodale delle rocce del WARS, eruttate dall'Oligocene inferiore all'attuale, attribuiscono al vulcanismo di questa regione un carattere di rift.

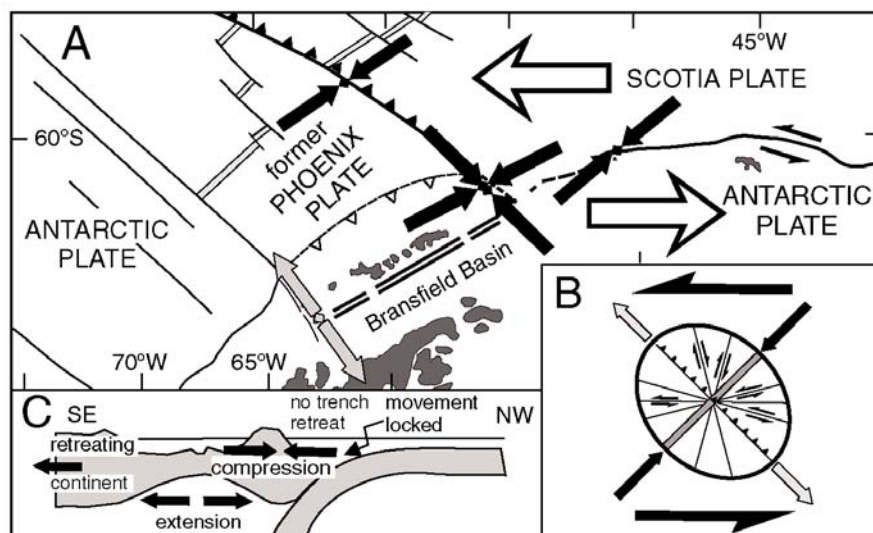
La distribuzione temporale delle rocce vulcaniche lungo il WARS suggerisce che il sistema di rift si propagò, gradualmente, verso il Mare di Bellingshausen e la Penisola Antartica, mentre rimaneva attivo nel Mare di Ross.

I principali vulcani di queste province sono tipici vulcani a scudo (benché i Monti Erebus e Melbourne siano stratovulcani), con edifici alti 1-3 km ed un diametro basale di 10-50 km. I Monti Melbourne Erebus e Rittman sono i vulcani attivi più meridionali del mondo e ricadono nel complesso vulcanico di McMurdo che nelle TAM rappresenta, da un punto di vista stratigrafico, la prima registrazione geologica in ambiente terrestre, dopo la messa in posto, nel Giurassico, del Ferrar Supergroup [Behrendt et al., 1993].

La Terra di Marie Byrd ospita 18 grandi vulcani centrali, principalmente trachitici, ed oltre 30 piccoli centri vulcanici satelliti. Almeno due dei maggiori vulcani sono probabilmente attivi e tre potrebbero esserlo, ma non sono state osservate direttamente delle eruzioni [LeMasurier, 1990b; Panter et al., 2000]. Questi vulcani formano una provincia che si estende attraverso ~900 km lungo la costa Pacifica dell'Antartide (Fig. 61) e copre un'area di 1.000x500 km all'interno del WARS, centrata sopra un grande domo strutturale caratterizzato da una superficie d'erosione che si sviluppa su rocce Cretaciche o più antiche, sopra cui poggiano le vulcaniti Cenozoiche [LeMasurier e Thomson, 1990; LeMasurier e Landis, 1996].

Infatti, la regione venne interessata da almeno due episodi di sollevamento, prima ~100-94 Ma e successivamente ~80-70 Ma, che ne provocarono la denudazione [Richard et al., 1994]. La susseguente quiescenza tettonica permise nel Cretacico superiore (75 Ma) la formazione di una superficie d'erosione regionale, che viene correlata con una superficie simile in Nuova Zelanda e sul Campbell Plateau. Il fatto che nella Terra di Marie Byrd questa superficie si trova sul Monte Petras a 2.700 m, mentre lungo la costa rimane a 400 m, fa supporre che la causa del sollevamento sia legata ad un mantle plume del Cenozoico superiore (< 30 Ma) che porta all'eruzione di rocce alcaline. Attività registrata in vulcani come il Monte Berlin o il

Figura 62. (A): Movimento trascorrente sinistro tra la placca Antartica e quella di Scotia che genera il Bacino di Bransfield. Le frecce piene indicano la direzione di compressione, e quelle in grigio la direzione di estensione, dedotta dai meccanismi focali dei terremoti. (B): Modello simple shear. (C): Modello di stress proposto per il blocco South Shetland.



Monte Tahake [Mukasa e Dalziel, 2000].

La maggior parte dei grandi vulcani composti di questa regione si trovano in catene lineari che diventano progressivamente più giovani verso il perimetro della provincia. Cosa che accade, ad esempio, nell'Executive Committee Range (Fig. 61), una catena di cinque vulcani principali che si estendono per ~100 km, registrando una migrazione verso Sud dell'attività in un periodo di ~13 Ma. Simile è anche il modello di migrazione delle montagne di Crary, una piccola catena di vulcani che si trova ~200 km ad Est dell'Executive Committee Range [LeMasurier e Landis, 1996].

Il modello adottato per spiegare questo tipo di vulcanismo, è dato dall'emissione sequenziale di magma da camere magmatiche poco profonde, lungo un vecchio sistema di frattura riattivato durante l'estensione Cenozoica [LeMasurier e Rex, 1989].

Ben diversa è la distribuzione dei centri vulcanici nell'area del Mare di Bellingshausen, la terminazione orientale del WARS. Attivi dal Mesozoico superiore al recente, i centri vulcanici dalla Terra di Ellsworth e la parte più meridionale della Penisola Antartica, sono piccoli, sparsi e di natura basaltica [LeMasurier, 1990a]. Un'attività eruttiva recente e non riconducibile ad un arco vulcanico, è presente nell'area del bacino di Bransfield.

5.7.4.2. Il bacino di Bransfield

Il bacino di Bransfield (Fig. 62), è un bacino allungato ad andamento NE-SW, che si trova tra le isole South Shetland e il margine Pacifico della Penisola Antartica.

È diviso in tre sub-bacini, orientale, centrale e occidentale, separati rispettivamente dall'isola di Deception (63° S, Deception Island in

Fig. 61), un edificio vulcanico di ~1 Ma d'età con eruzioni registrate nel 1967, 1969 e 1970, e dall'isola di Bridgeman (62° S, Bridgeman Island in Fig. 61)), caratterizzata da un'elevata attività di fumarola tra il 1821 ed il 1880 [Lawver et al., 1996].

Inoltre, i recenti basalti eruttati nel bacino di Bransfield hanno composizione simile a quella dei basalti che si formano nei bacini di retroarco. Così, il bacino di Bransfield, è ritenuto un giovane (< 4 Ma?) bacino marginale sottomarino, che si formò dal rifting di un arco vulcanico continentale. La sua formazione sarebbe iniziata durante lo stadio finale della subduzione lungo la fossa South Shetland, che si concluse ~4 Ma fa, quando il centro d'espansione della placca Phoenix diventò inattivo, lasciando un piccolo lembo della placca originaria (former Phoenix in Fig. 62) che venne incorporata nella placca Antartica [González-Casado et al., 2000].

Il processo di subduzione, però, sembrerebbe essere ancora attivo [Lawver et al., 1996] mentre i nuovi dati sismici multicanale (MCS) rivelerebbero che l'area sta subendo l'estensione in un largo bacino. Infatti, anche se l'espansione del fondo oceanico attraverso lo stretto di Drake è cessata ~4 Ma, la lenta subduzione della placca di Drake sembrerebbe continuare lungo la fossa South Shetland, contribuendo così all'estensione della parte centrale del bacino, che potrebbe rappresentare uno dei primi stadi dell'apertura di un bacino oceanico. Ipotesi che sembrerebbe suffragata anche dal flusso di calore, dai vulcani attivi, dai dati relativi alle faglie dell'isola di Deception e dalla sismica a riflessione [Austin, 2000; Gonzalez-Casado et al., 2000].

Nessuna attività vulcanica è invece attualmente presente lungo l'arco delle isole South Shetland mentre la rifrazione sismica indica una crosta spessa, simile al rift Africano

orientale o ai margini vulcanici passivi dei continenti. Viceversa, l'analisi degli isotopi e degli elementi delle terre rare di vulcaniti recenti non mostrano apparentemente contaminazione continentale. Il come ed il perché questa estensione stia avvenendo ora, rimane però un mistero ed appare piuttosto difficile proporre un modello in grado di spiegarne l'evoluzione tettonica [Lawver *et al.*, 1995; 1996].

E comunque, l'apertura del bacino di Bransfield non sarebbe stata prodotta dall'estensione di un tipico bacino di retro-arco, che includa processi attivi di subduzione e di estensione. Non esiste nessun arco attivo, non c'è un lembo di placca subdotto che sta scivolando nel mantello aprendo una "slab-window" come invece è avvenuto nel caso della Penisola Antartica a Sud, e lungo il margine del Sudamerica a Nord (Patagonia meridionale) [Lawver *et al.*, 1996, e ref. ivi citate]. Fattori che secondo González-Casado *et al.*, [2000], insieme all'orientazione degli stress dedotti dai meccanismi focali dei terremoti e all'analisi delle faglie, sarebbero in accordo con un movimento di trascorrenza sinistra tra le placche Antartica e di Scotia (Fig. 62) come proposto in precedenza da Lawver *et al.*, [1996].

Tuttavia González-Casado *et al.*, [2000] sostengono che il limite di placca rappresentato dalla zona di Frattura Shackleton dovrebbe avere un carattere convergente e non trascorrente come invece hanno proposto Lawver *et al.*, [1996] (Fig. 62A), mentre il modello cinematico idoneo a spiegare il dislocamento tettonico a grande scala in questa regione, sarebbe un modello 'simple shear' (Fig. 62B). Quindi, l'estensione presente nel bacino di Bransfield e nel blocco South Shetland, potrebbe essere ricondotta alla conseguenza del movimento sinistro tra le placche Antartica e di Scotia, che sta spingendo il segmento 'former Phoenix' verso Nordovest (Fig. 62C).

6. La calotta Antartica

Oltre i 3/4 dell'acqua dolce della Terra sono racchiusi nelle grandi calotte glaciali della Groenlandia e dell'Antartide [VanDecar, 1998]. Perciò, la stabilità di queste calotte rappresenta uno degli elementi più importante da definire, a livello globale. In particolare, la calotta glaciale Antartica è formata attualmente da $30 \times 10^6 \text{ km}^3$ di ghiaccio che non si comporta come una singola massa, ma come due distinte calotte glaciali (Fig. 63, 64) l'una orientale (East Antarctic Ice Sheet, EIAS) e l'altra occidentale (West Antarctic Ice Sheet, WAIS), che poggiano su un

substrato roccioso, sia esso rappresentato da aree continentali oppure da fondali marini.

La calotta glaciale dell'Antartide occidentale contiene $\sim 3,8$ milioni di km^3 di ghiaccio. Se questo volume fosse interamente rilasciato all'oceano, potrebbe causare un aumento del livello marino di circa 6 m, mentre il tempo perché si ripristini il ghiaccio all'attuale percentuale di accumulo sarebbe di oltre 10 Ma. Inoltre, se il WAIS fosse rimosso istantaneamente, l'Antartide occidentale diverrebbe un arcipelago ed in un periodo di 5.000÷10.000 anni, il substrato subirebbe un sollevamento isostatico a causa della rimozione dei carichi indotti dal ghiaccio, ma rimarrebbe in gran parte al di sotto del livello marino [Oppenheimer, 1998].

L'Antartide orientale è invece caratterizzata da una calotta glaciale che contiene ~ 26 milioni di km^3 di ghiaccio [Kennett e Hodell, 1995] e $\sim 20\%$ dell'EIAS drena attraverso il ghiacciaio di Lambert, nella baia di Prydz Bay. Quest'ultima occupa una posizione chiave per lo studio della glaciazione Antartica del Cenozoico e nel suo bacino di drenaggio sono inclusi anche gli altipiani subglaciali di Gamburtsev, che potrebbero essere stati il luogo iniziale in cui si sviluppò l'EIAS sul continente. I sedimenti trasportati dal ghiacciaio di Lambert sono conservati nella baia, sul pendio e sul rialzo continentali [O'Brien e Leitchenkov, 1997]. Molte informazioni circa la storia glaciale, tra il Cenozoico ed il Quaternario, sono racchiuse anche nella Terra di Wilkes, mentre un settore consistente dell'EIAS è drenato pure dai ghiacciai di Ronne e Filchner, rispettivamente nel Mare di Weddell e nel Ross Embayment [Hambrey e Barrett, 1993]. L'EIAS ha uno spessore medio di 3 km e contiene abbastanza ghiaccio da elevare il livello del mare di ~ 60 m, se si sciogliesse completamente [Van der Wateren e Cloething, 1999].

L'attuale estensione della calotta Antartica copre gran parte delle tracce della storia glaciale antica, che nell'Antartide orientale cominciò almeno 36 Ma, come evidenziato dai più vecchi sedimenti glaciali, provenienti da fori praticati nell'ambito dell'Ocean Drilling Program nella baia di Prydz Bay, che risalgono ad un'età compresa tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore [Barron *et al.*, 1991].

È intorno ai 15 Ma fa, che la criosfera dell'Antartide orientale sarebbe evoluta in una piattaforma glaciale paragonabile a quella attuale [Shipboard Scientific Party, 2000a, ODP Leg 189]. Infatti, le registrazioni stratigrafiche della piattaforma continentale intorno all'Antartide indicano che il WAIS cominciò a formarsi ~ 15 –20 Ma, e l'analisi di sedimenti marini pro-

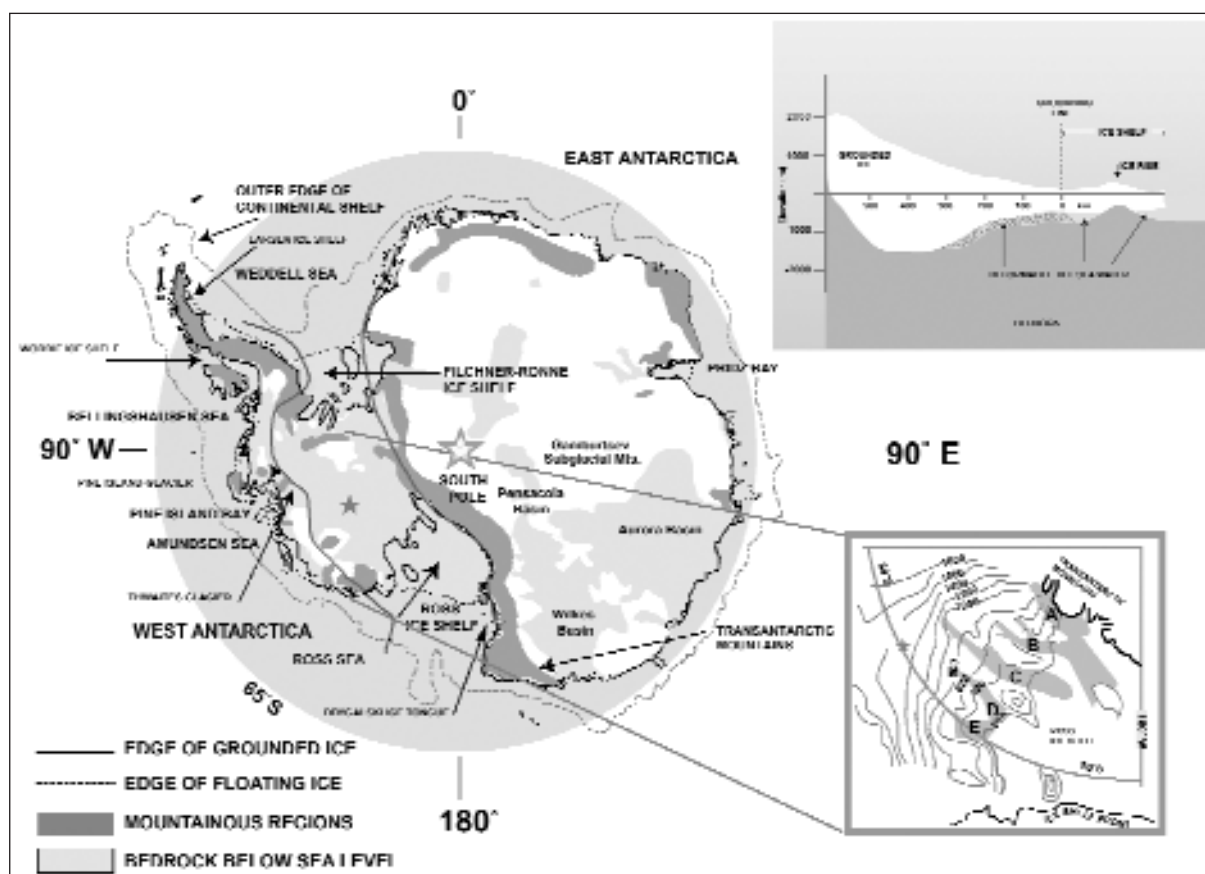


Figura 63. La calotta glaciale dell'Antartide in relazione al West Antarctic Rift System (in rosso), la cui ubicazione è tratta da *Van der Wateren e Cloething* [1999]. La calotta orientale (East Antarctic Ice Sheet, EIAS) e quella occidentale (West Antarctic Ice Sheet, WAIS) sono localizzate, rispettivamente, ad Est e ad Ovest delle Montagne Transantartiche. Il WAIS si trova in prevalenza su una base di tipo marina, ancorato ad una serie di isole, si estende fino a oltre 1000 m di profondità ricoprendo bracci di mare e terre emerse. Per la maggior parte viene drenato nei Mari di Ross e di Weddell, dove ci sono piattaforme galleggianti di ghiaccio estese (Ross Ice Shelf e Filchner-Ronne Ice Shelf, rispettivamente) e nel Mare di Amundsen, dove però non ci sono piattaforme di questo tipo. Come è definito qui, il WAIS include le piattaforme di Ross e Filchner ma non la Penisola Antartica. Assai importante, invece, come area di drenaggio per l'EIAS è la baia di Prydz Bay, come anche il Mare di Weddell.

Nel riquadro in basso a destra sono riportate alcune delle più grandi correnti di ghiaccio (ice stream), che drenano il WAIS seguendo i profondi bacini subglaciali, lungo i principali lineamenti strutturali del Ross Embayment. La stella rossa indica la Byrd Station, riportata ai fini dell'orientamento. Nel riquadro in alto a destra, è riportata la sezione di una corrente di ghiaccio e della calotta glaciale che poggia su base marina, indicando anche la possibile estensione di till deformabile. Lo spessore degli strati di till, nella realtà di pochi metri, è stato esagerato per renderlo più chiaro.

da *Oppenheimer* [1998] modificato.

fondi suggerisce che il WAIS era già in posto almeno ~9 Ma. Se però il WAIS sia stato presente continuamente da quel tempo, è una questione controversa [*Oppenheimer*, 1998].

Di sicuro il WAIS desta maggiori preoccupazioni dell'EIAS in quanto quest'ultima, poggiando su un substrato roccioso in gran parte sopra il livello del mare, è una calotta continentale mentre il WAIS poggia prevalentemente sul fondale marino, è essenzialmente una calotta non contenuta da rilievi montuosi, ed è quindi ritenuta particolarmente vulnerabile a seguito di piccole variazioni di temperatura delle acque su-

perficiali dell'Oceano Meridionale e del livello marino [*Mercer*, 1978].

Tant'è che la comunità scientifica internazionale ha effettuato vari tentativi per prevedere di quanto il livello del mare potrebbe risalire in futuro a causa di eventuali variazioni nell'equilibrio di queste masse di ghiaccio, cercando di individuare fenomeni simili avvenuti in passato come nel Pliocene (~5÷3 Ma), quando le calotte di ghiaccio polari erano ristrette all'Antartide, ed il clima era significativamente più caldo di quello attuale.

Il comportamento della calotta Antartica

in risposta al riscaldamento del Pliocene, ha portato all'affermarsi di due modelli contrastanti: uno ipotizza che le condizioni glaciali, come quelle attuali, persistono dal Miocene medio, da almeno 15 Ma (ipotesi di stabilità) [Kennett, 1977]; l'altro suggerisce che la calotta glaciale registra un comportamento dinamico attraverso gran parte del Cenozoico, con l'arrivo delle condizioni attuali a ~3 Ma (ipotesi di deglaciazione) [Stroeven e Kleman, 1999, e ref. ivi citate].

L'ipotesi di deglaciazione implica che le calotte glaciali Antartiche sono instabili e suscettibili di cedimenti per l'instaurarsi di condizioni climatiche calde, come quelle raggiunte nel Pliocene. In particolare, questo modello ipotizza che durante il Pliocene avvenne una riduzione di ~2/3 dell'attuale calotta glaciale dell'Antartide orientale, la perdita completa della calotta glaciale dell'Antartide occidentale testimoniata dai depositi sedimentari del Sirius Group, trovati a ~2000÷2500 m di altezza nella Catena Transantartica. Infatti, si presume che le diatomee abbiano vissuto in bacini marini all'interno del cratone Antartico e, insieme con i sedimenti dei bacini associati (Wilkes e Pensacola), furono portate sulle TAM dallo sviluppo delle calotte glaciali dopo ~2.5 Ma, l'età delle più giovani diatomee nelle rocce sedimentarie del Sirius Group [Webb e Harwood, 1991].

È stato anche ipotizzato che nel Quaternario superiore la calotta ha collassato varie volte per poi tornare a formarsi [Hambrey e Barrett, 1993; Hambrey 1999].

L'ipotesi di ripetute avanzate e ritiri della calotta glaciale, è supportata da studi eco-acustici del fondo oceanico [Hughes, 1973]. Ad esempio, 16 sequenze che rappresentano i principali cicli glaciali-interglaciali possono essere tracciati nei depositi Pliocenici del pendio continentale della baia di Prydz Bay [O'Brien e Leitchenkov, 1997]. E studi sui sedimenti marini depositati sulla piattaforma continentale, indicano che il WAIS era notevolmente più grande delle sue attuali dimensioni durante l'ultimo massimo glaciale, tra 13.000 e 24.000 anni fa, quando il ghiaccio sulla superficie terrestre si estese almeno per svariate centinaia di chilometri oltre il suo attuale limite nel Mare di Ross [Oppenheimer, 1998].

Secondo Kennett e Hodell [1995], però, i sedimenti marini conterrebbero una serie inoppugnabile di evidenze a favore dell'ipotesi di stabilità, indicando che l'Antartide e l'Oceano Meridionale rimasero freddi e relativamente stabili durante il riscaldamento globale del Pliocene inferiore. A supportare tale ipotesi ci sarebbero anche i dati dell'ossigeno isotopico, secondo i quali la temperatura media delle

acque superficiali nell'Oceano Meridionale non avrebbe potuto subire aumenti oltre i ~3°C durante la fase più calda del Pliocene. Un piccolo aumento di temperatura nelle acque dell'Oceano Meridionale, potrebbe aver provocato una limitata fusione delle calotte glaciali ed essere così associato a trasgressione marina, ma il massimo aumento del livello marino fu probabilmente inferiore ai 25 m rispetto all'attuale livello [Kennett e Hodell, 1995].

Nonostante tutto, però, non si è riusciti ancora a stabilire se il volume della calotta Antartica attualmente sta crescendo, diminuendo o si mantiene costante. Si tratta di una questione da risolvere al più presto, affinché si giunga a predire il comportamento delle calotte glaciali in risposta ai cambiamenti climatici globali [Van der Wateren e Cloething, 1999].

Grande interesse intorno al problema è stato indotto dalla recente fratturazione di alcune piattaforme galleggianti di ghiaccio nella Penisola Antartica [Vaughan e Doake, 1996; Doake et al., 1998], ed il riconoscimento che grandi cambiamenti sono avvenuti in breve tempo, nell'arco di poche decine di anni, grazie al flusso di ghiaccio dal WAIS all'oceano concentrato in veloci movimenti di correnti di ghiaccio (ice streams). Di fatto le correnti di ghiaccio si muovono già ad una velocità ~100 volte superiore a quella con cui si muove l'intera calotta [Bindshadler e Vornberger, 1998].

È l'evoluzione di questo sistema di drenaggio che, quasi certamente, rappresenta il principale fattore di controllo del comportamento della calotta nell'Antartide occidentale [Bell et al., 1998], per la quale è stata anche avanzata l'ipotesi che possa collassare, totalmente o parzialmente, in un periodo compreso tra i prossimi 100 e 1.000 anni [Kellogg e Kellogg, 1987].

Nell'area di Ross sono state individuate almeno cinque correnti di ghiaccio che drenano il bacino, ed ognuna misura 30–80 km di larghezza e 300–500 km di lunghezza: sono state studiate usando radar ed osservazioni fotografiche da satelliti. Le proprietà subglaciali sono state studiate usando sondaggi e metodi sismici. In almeno quattro delle correnti, il ghiaccio si starebbe muovendo ad una velocità media di ~0.5 km/anno. Correnti di ghiaccio drenano anche la piattaforma di Filchner–Ronne nel Mare di Weddell (Fig. 64) dove è stata misurata una velocità di ~0.4 km/anno. Nel Mare di Amundsen drenano le correnti dei ghiacciai di Thwaites e Pine Island Bay, con quest'ultimo che presenta una piccola piattaforma galleggiante di ghiaccio e velocità di ~1,3–1,9 km/anno [Oppenheimer, 1998, e ref. ivi citate].

Studi sismici, indagini con sondaggi e se-

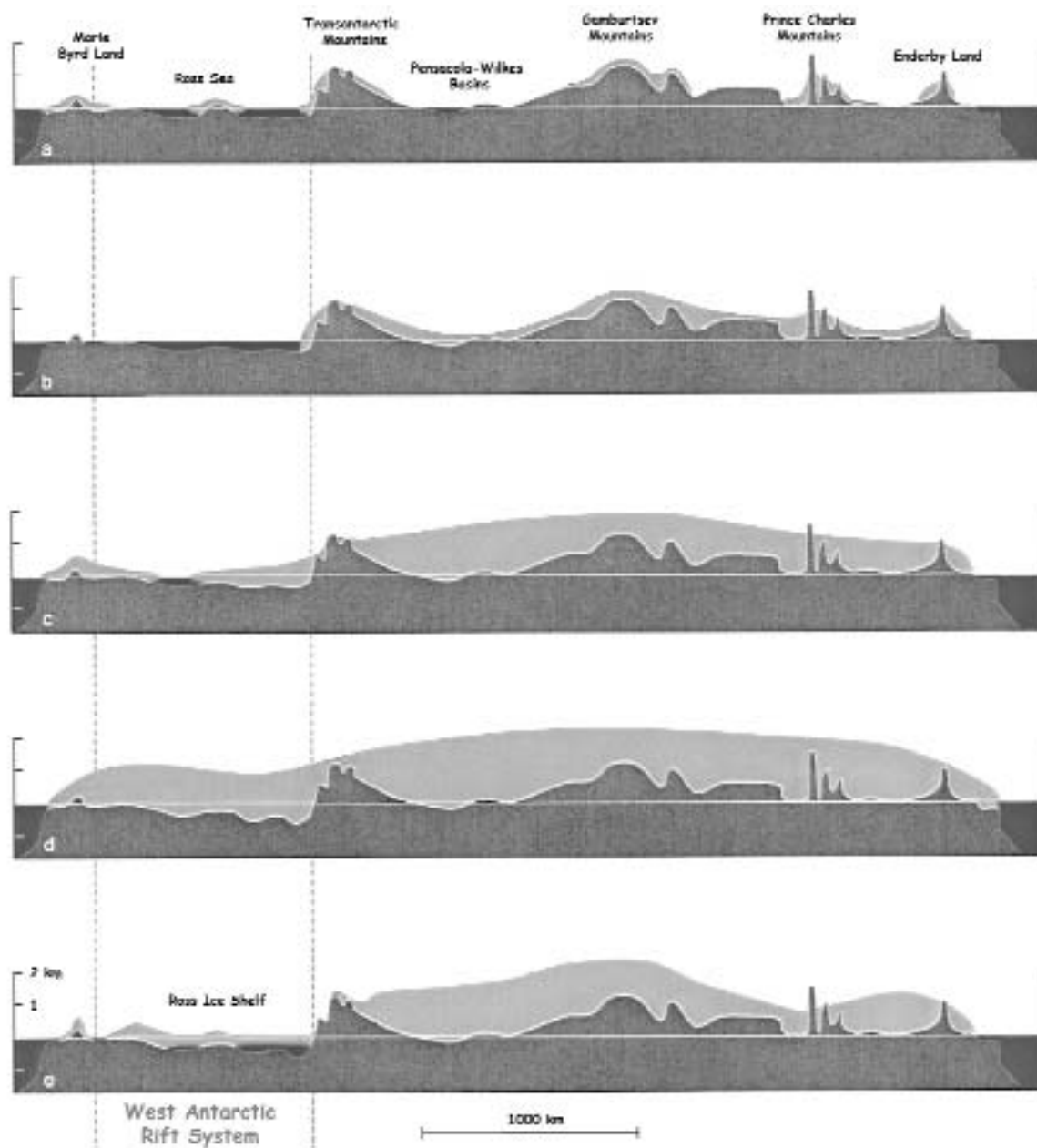


Figura 64. La storia della glaciazione Antartica proposta da *Van der Wateren e Cloething* [1999] in una sequenza che potrebbe essere vista come un modello evolutivo della calotta polare che, secondo *Hambrey e Barrett* [1993] e come evidenziato dai dati sismici in mare e dai sondaggi in foro sul continente, potrebbe essersi verificata più volte nel corso del Cenozoico subendo molte variazioni tra massimo e minimo glaciale sin dall'Oligocene inferiore, fino allo stabilirsi delle attuali condizioni glaciali. In un'Antartide non glaciale, i bacini interni (Wilkes e Pensacola) potrebbero essere stati invasi dal mare con deposizione di sedimenti marini e glaciomarini. Durante lo sviluppo della calotta glaciale, questi sedimenti vennero trasportati alle loro attuali elevazioni nelle TAM. La calotta glaciale Antartica era molto estesa durante l'ultimo massimo glaciale (~20.000 anni fa) e nell'Antartide occidentale la calotta (WAIS) avrebbe perso 2/3 della sua massa: un volume di ghiaccio sufficiente a far risalire di 11 metri il livello del mare. Le più grandi perdite sono avvenute dove si sono formate le attuali piattaforme di ghiaccio galleggiante di Ross e di Ronne/Filchner. All'interno, invece, lo spessore del ghiaccio non dovrebbe essere cambiato molto. Cambi contenuti sarebbero anche quelli relativi alla calotta dell'Antartide orientale (EIAS). (a) Locali ghiacciai alpini e piccole calotte glaciali che risalgono le montagne. (b) Le varie calotte glaciali si uniscono. (c) Ulteriore crescita dell'EIAS separata a valle delle fosse attraverso le TAM dagli scarichi principali dei ghiacciai. (d) Piena crescita dell'EIAS che si unisce al WAIS. (e) Situazione attuale con EIAS e WAIS separati dalla spalla di rift delle TAM. da *Van der Wateren e Cloething* [1999] modificato.

dimenti del fondo oceanico, proverebbero che almeno due delle correnti di ghiaccio presenti nell'area del Mare di Ross si muovono su uno strato limite non consolidato, saturo di acqua e spesso vari metri che lubrifica il loro moto (Fig. 63) [Bell *et al.*, 1998]. Quindi, la dinamica che regola il movimento di un ghiacciaio e/o di una calotta glaciale, dipende dalle condizioni esistenti alla base del ghiacciaio, che sono sicuramente legate alle caratteristiche geologiche subglaciali [Anandakrishnan *et al.*, 1998; Bell *et al.*, 1998; Blankenship *et al.*, 1993].

Inoltre il WAIS insiste su una regione complessa, dal punto di vista tettonico e geologico, caratterizzata da crosta sottile, alto flusso di calore, vulcanismo attivo e bacini sedimentari. Tant'è che secondo Behrendt [1999] le correnti di ghiaccio sarebbero direttamente legate all'attività vulcanica. L'implicazione principale di un vulcanismo attivo sotto la calotta, è che l'elevato flusso geotermico fornito alla sua base potrebbe aumentarne la mobilità verso il mare, per la fusione degli strati inferiori, e scatenare il collasso delle aree d'accumulo del ghiaccio nell'entroterra [Blankenship *et al.*, 1993].

Da qui la necessità di effettuare continue ricerche, soprattutto geofisiche, su tutta l'area interessata da vulcanismo Cenozoico, vista l'alta probabilità che un significativo numero di vulcani possano trovarsi sul fondo del Mare di Ross e sotto la cappa glaciale, specialmente lungo l'asse del WARS (Fig. 63, 64).

Del resto la tettonica ha avuto un ruolo chiave nell'evoluzione della calotta glaciale Antartica visto che: movimenti tettonici verticali hanno prodotto lineamenti topografici che hanno accentuato il movimento del ghiaccio (ad esempio, le Montagne Transantartiche), hanno creato antiche vie marine nelle regioni interne dell'Antartide che ne condizionarono il clima (ad esempio, il bacino sub-glaciale di Wilkes), hanno generato percorsi preferenziali attraverso le montagne dove il ghiaccio può drenare verso mare (ad esempio, le fosse di Beardmore e di Drygalski), ed hanno controllato potenzialmente le correnti oceaniche circum-antartiche attraverso finestre batimetriche (ad esempio la piattaforma dell'arco di Scotia) [Webb, 1998].

Attualmente, la cappa glaciale del WAIS fluisce attraverso il bacino sub-glaciale di Byrd nella piattaforma di Ross, e il suo regime è probabilmente parzialmente controllato dalla tettonica del WARS e dal sollevamento di una sua componente, la spalla del rift nelle TAM [Behrendt *et al.*, 1993]. Inoltre, evidenze di un cambiamento importante nella direzione di drenaggio delle correnti di ghiaccio, nella Terra di Marie Byrd, sono state ascritte all'inclinazione

di blocchi fagliati [Luyendyk *et al.*, 1994].

Si capisce, quindi, come sia importante riuscire a valutare l'impatto delle principali placche tettoniche e le relazioni esistenti tra eventi orogenici e le variazioni climatiche a livello globale. Questo anche perché recenti scoperte hanno portato ad individuare il Miocene medio (14,5÷17 Ma) come il periodo più caldo degli ultimi 35 Ma. Fenomeno che non sarebbe attribuibile soltanto ad un riscaldamento prodotto per "effetto serra" dalla crescita eccessiva di CO₂, ma anche a quella di altri gas, a cambiamenti nel trasporto di calore delle acque oceaniche nonché a variazioni nella distribuzione delle masse continentali ed oceaniche [Van der Wateren e Cloething, 1999, e ref. ivi citate].

7. Sommario e conclusioni

Oggi l'Antartide sembra essere parte di una sola placca tettonica. Ci sono chiare evidenze geologiche e paleomagnetiche, però, che mettono in luce come in passato ci sia stata una grande rotazione tra diverse parti del continente, così come rispetto ad altri continenti. Di fatto, l'Antartide si trova al centro di un circuito globale delle placche [Gordon, 2000] con rocce fra le più vecchie del mondo che hanno registrato eventi riconducibili a ~4.000 Ma.

Quindi, il continente Antartico potrebbe rivelarsi molto utile per testare una questione importantissima, in quanto nonostante la teoria della tettonica delle placche sia ampiamente accettata da almeno 30 anni, le ragioni del perché i supercontinenti si disintegrano e si disperdono per formare placche continentali più piccole rimane a tutt'oggi enigmatico [Storey, 1995]. Infatti, l'Antartide sembra una delle aree più indicate in grado di fornire delle risposte in merito. Ad esempio, il margine Antartico è attivo e continuo con quello dell'Australia orientale [Flöttmann *et al.*, 1993], e nessun luogo in Australia fornisce elementi per definire l'attività vulcanica del Cambriano medio ed inferiore, così come avviene invece per le Montagne della Regina Maud, lungo le TAM centrali, nonostante l'estesa coltre di ghiaccio e di neve.

E datare gli eventi orogenici avvenuti tra il Neoproterozoico ed il Paleozoico inferiore lungo i margini attivi, nonché capirne la natura, è fondamentale per arricchire le nostre conoscenze circa i cambiamenti globali del livello del mare nel Cambriano ed i principali episodi di diversificazione ed estinzione biologica [Kirschvink *et al.*, 1997].

Sedimenti identici trovati in Antartide, Australia, India, Africa Meridionale e

Sudamerica implicano che tutti i continenti meridionali formarono il supercontinente Gondwana, centrato nell'Antartide orientale, sottoposto a una storia geologica simile durante il Paleozoico [Tingey, 1991]. Ed ancora prima, almeno fino a 750 Ma, questi continenti erano riuniti insieme ai continenti dell'emisfero settentrionale a formare un unico supercontinente, quello di Rodinia, con l'Antartide che anche qui potrebbe aver avuto un ruolo chiave essendo legata all'America settentrionale, come stabilito dall'ipotesi SWEAT (Southwest U.S.-East Antarctic connection), che rappresenta un esempio di applicazione dei principi della tettonica delle placche al pre-Cambriano [Moore, 1991; Dalziel 1991; Hoffman, 1991].

Per quanto riguarda queste fasi Proterozoiche-Cambriane, l'attenzione degli studiosi è particolarmente rivolta alle fasi tettonometamorfiche d'età Grenvilliana (1.200-1.000 Ma) e Pan-Africana (550-500 Ma) che portarono all'assemblaggio dello scudo Antartico, e alle loro implicazioni circa la ricostruzione continentale del Gondwana e del pre-Gondwana.

Recenti ricerche petrologiche, geochemiche e geocronologiche [Karlstrom et al., 1999; Ricci, 1997] tendono però ad escludere un collegamento tra L'Antartide orientale ed il Nordamerica nel corso degli eventi tettonici d'età Grenvilliana, come invece stabilito dall'ipotesi SWEAT. A tal riguardo assumono molta importanza aree dell'Antartide orientale, quali la baia di Prydz Bay e quella di Lützov-Holm Bay che, insieme allo Shackleton Range, sono ritenute aree chiave per testare l'ipotesi di un supercontinente con importanti punti di contatto intorno all'Antartide. È stata anche avanzata l'ipotesi di un supercontinente Proterozoico diverso dal Rodinia e assai simile a quello che poi, nel Carbonifero, diverrà il Pangea e perciò indicato come Paleopangea [Piper, 2000].

Più difficile è testare l'ipotesi che l'Antartide abbia ricoperto un ruolo importante nella grossa crisi biologica al limite Permiano-Triassico che alcuni [Retallack et al., 1998 e ref. ivi citate] riconducono ad un grosso impatto meteoritico le cui tracce sarebbero presenti in Antartide e Australia. Si tratta di un'ipotesi ben lungi dall'essere dimostrata, ma la frammentazione del Gondwana che inizia a svilupparsi ~220 Ma è stata utilizzata per testare un altro importante aspetto, circa la frammentazione dei supercontinenti: il ruolo svolto dai mantle plumes nel break-up di Gondwana [Storey, 1995]. Infatti, intorno ai 190 Ma, inizia un'intensa attività vulcanica che viene ricondotta alla presenza di un mantle plume, testimoniata da estese

coltri di lave che coprono parte dell'Africa meridionale, del Sudamerica dell'Australia della Tasmania e dell'Antartide.

Inoltre, all'inarcamento della crosta, prodotto dal mantle plume, potrebbero essere legati la formazione e la migrazione di piccoli blocchi continentali come il Falkland Plateau, le Montagne di Ellsworth e Haag Nunatak, che avrebbero raggiunto la loro posizione attuale sulle placche del Sudamerica e dell'Antartide spostandosi dalla loro originale posizione nel Gondwana, vicino l'Africa meridionale, dove era presente la testa di un mantle plume.

La questione è legata all'incertezza circa il numero delle microplacche che in parte compongono il mosaico dell'Antartide occidentale, nonché ai loro movimenti, invocati in ogni ricostruzione per evitare sovrapposizioni dei blocchi stessi, come ad esempio tra la Penisola Antartica ed il Falkland Plateau.

Nel settore Sud Pacifico, dove il Gondwana si smembrò formando le placche Australiana e Antartica, il processo di frammentazione segue una modalità ancora più complessa e di più difficile inserimento in un modello globale. Durante la separazione e successivo allontanamento (iniziato ~135 Ma) tra l'Africa da una parte, e l'Australia con l'Antartide dall'altra, una zona di frattura si produce anche tra questi ultimi. Però, mentre l'allontanamento con l'Africa prosegue velocemente al ritmo di alcuni cm/anno, la separazione tra l'Australia a Nord e l'Antartide a Sud, avviene ad una velocità ridotta di alcuni mm/anno per decine di Ma.

In corrispondenza del limite orientale di questa frattura inizia un processo di surriscaldamento anomalo della crosta, con conseguente assottigliamento della litosfera che porterà all'allontanamento del blocco Campbell Plateau/Nuova Zelanda (~80 Ma) ed alla formazione del bacino del Mare di Ross, al limite tra il Cretacico ed il Cenozoico.

Tra 70 Ma e 50 Ma, la tettonica delle placche del Pacifico meridionale viene investita da un cambiamento brusco, che si ripercuote su tutta la placca Pacifica e porta al rapido allontanamento dall'Australia dell'Antartide, che migra rapidamente verso Sud ad una velocità ~20 volte superiore a quella con cui si allontanava in precedenza. Fenomeno che, secondo alcuni [Salvini et al., 1997] potrebbe essere stato agevolato dalla riattivazione di linee di frattura Paleozoiche, connesse all'orogenesi di Ross. Nella zona di collisione tra le nuove microplacche e la placca Pacifica si formano la Nuova Zelanda ed il Macquarie Ridge, una dorsale sottomarina lunga migliaia di km responsabile della formazione di crosta oceanica in quella re-

gione del Pacifico. Estinta come centro d'espansione, attualmente è un alto batimetrico che segna il limite tra la placca Pacifica e quella Antartica.

Intorno ai 55 Ma, inizia pure la fase più importante di sollevamento delle TAM, evento che potrebbe essere legato anche al moto relativo tra l'Antartide orientale ed occidentale. Infatti, *Cande et al.*, [2000] hanno presentato dei dati che rivelano la presenza di una placca tettonica estinta tra le due parti dell'Antartide, orientale e occidentale, che si sarebbero spostate di 180 km tra 43 e 26 Ma, con un tasso d'espansione di 12 mm/anno.

Le conseguenze di questo evento sono osservabili nella brusca modifica dello sviluppo della dorsale vulcanica delle isole Hawaii, ad oltre 10.000 km di distanza. L'andamento a gomito della catena di seamounts Hawaiian-Emperor, nel Nord Pacifico, è stato interpretato da molti autori come la registrazione di un cambio di 60° avvenuto ~43 Ma nella direzione del movimento della placca Pacifica relativamente all'hotspot delle Hawaii e ad altri plumes del Pacifico. Nella ricostruzione usata da *Cande et al.*, [2000], però, non viene avanzato alcun cambio nel moto degli hotspots del Pacifico relativamente a quelli degli altri bacini oceanici, aprendo nuove prospettive per il circuito globale di placche [*Gordon, 2000*].

Diventa così interessante valutare anche la connessione di questo moto con la presenza di un mantle plume sotto la crosta dell'Antartide occidentale, cui viene ricondotta l'attività vulcanica Cenozoica e che interessa soprattutto il margine Pacifico del continente. Potrebbe trattarsi tanto della terminazione di un vecchio plume attivo sin dal Cretacico [*Weaver et al.*, 1994], che di un plume instauratosi nel Cenozoico e tuttora attivo [*LeMasurier e Landis*, 1996]: su queste ipotesi andranno indirizzati ulteriori studi, ad esempio di tomografia sismica, per valutare taglia e dimensioni del plume che potrebbe avere connessione con i vulcani Cenozoici, attivi o meno, e con quelli probabilmente presenti sotto la coltre glaciale [*Behrendt*, 1999] composta essenzialmente di due calotte, orientale (EIAS) e occidentale (WAIS). Queste sono state coeve almeno sin dal Miocene, benché l'area sia stata deglaciata più volte durante questo periodo [*Behrendt et al.*, 1995], e la loro risposta ai cambi di clima è fortemente modulata dalla geologia sottostante. Inoltre, tanto il sistema di rift Cenozoico che interessa le TAM quanto il fianco sollevato della MBL, sono legati all'evoluzione della glaciazione continentale, elemento condizionante l'attuale regime climatico globale [*Armienti e Baroni*,

1999]. Da qui la necessità di fare chiarezza su questo tema assai delicato, in quanto l'evoluzione tettonica del sistema Australia-Antartide, che ha notevoli ripercussioni nell'evoluzione climatica della regione, e quindi sul clima globale, si inserisce nel dibattito sulla stabilità della calotta glaciale Antartica: calotta e sistema climatico resistettero a variazioni di clima come quello Pliocenico, con cambiamenti relativamente piccoli (ipotesi di stabilità) oppure gran parte del ghiaccio della calotta scomparve (ipotesi di deglaciazione)?

Il dibattito è in corso ma, anche in questo caso, importanti indicazioni possono venire dalla ricerca geologica, intesa a risolvere la questione legata all'età e alla deposizione delle successioni sedimentarie che formano il Sirius Group.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare il Prof. Enzo Boschi (Presidente INGV) per l'incoraggiamento a pubblicare questo volume, ed il supporto nel progetto. Ringrazio Leonardo Sagnotti per la revisione ufficiale del lavoro, Martina Buseti (Ogs Trieste), Massimo Chiappini e Andrea Morelli (INGV), Francesco Salvini (Dst Roma tre) e Sergio Rocchi (Dst Pisa), per i preziosi commenti che hanno consentito di migliorare il manoscritto originale.

Fondi per questo studio sono stati forniti dal Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA), Ministero per l'Università e la Ricerca Scientifica e Tecnologica.

Bibliografia

- Anandakrishnan, S., D.D. Blankenship, R.B. Alley and P.L. Stoffa (1998). *Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from seismic observations*. *Nature*, 394, 62-65.
- Anderson, B.J. (1991). *The Antarctic continental shelf: results from marine geological and geophysical investigations*. In: Tingey R.J. (Editor): *The Geology of Antarctica*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Canberra, Australia, 17, 285-334.
- Armienti, P. and C. Baroni (1999). *Cenozoic climatic change in Antarctica recorded by volcanic activity and landscape evolution*. *Geology*, 27 (7), 617-620.
- Arndt, N. (2000). *Hot heads and cold tails*. *Nature*, 407, 458-461.
- Austin, J.A.J. (2000). *The Young Marginal Basin as a Key to Understanding the Rift-Drift Transition and Andean orogenesis: OBS Refraction profiling for Crustal Structure in Bransfield Strait*. Available from World Wide Web: <<http://www.ig.utexas.edu/>>
- Balestrieri, M.L., G. Bigazzi, C. Ghezzi and B.

- Lombardo (1994). *Fission track dating from Granite Harbor Intrusive Suite and uplift-denudation history of the Transantarctic Mountains in the area between the Mariner and David Glaciers Northern Victoria Land, Antarctica*. *Terra Antarctica*, 1, 82–87.
- Barker, P.F. and J. Burrell (1982). *The Influence upon Southern Ocean Circulation, Sedimentation, and Climate of the opening of Drake Passage*. In: Craddock, C., (Editor), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison, 827–834.
- Barker, P.F., and J. Burrell (1977). *The opening of Drake Passage*. *Marine Geology*, 25, 15–34.
- Barker, P.F. and L.A. Lawver (1988). *South American–Antarctic plate motion over the past 50 Myr; and the evolution of the South American–Antarctic Ridge*. *Geophysical Journal*, 94, 377–386.
- Barker, P.F., I.W.D. Dalziel and B.C. Storey (1991). *Tectonic development of the Scotia arc region*. In: Tingey, R.J., (Editor): *The Geology of Antarctica*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Camberra, Australia, 17, 215–248.
- Barrett, P.J. (1991). *The Devonian to Jurassic Beacon Supergroup of the Transantarctic Mountains and correlatives in other parts of Antarctica*. In: Tingey, R.J. (Editor): *The Geology of Antarctica*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Camberra, Australia, 17, 120–152.
- Barrett, P.J. (1989). *Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole McMurdo Sound*. DSIR Bulletin 245 Science Information Publishing Centre, Wellington, 254.
- Barrett, P.J. (1986). *Antarctic Cenozoic History from the MSSTS-1 Drillhole McMurdo Sound*. DSIR Bulletin 237, Science Information Publishing Centre, Wellington, 174.
- Barron, J., B. Larsen and J.G. Baldauf (1991). *Evidence for Late Eocene to Early Oligocene Antarctic glaciation and observations on Late Neogene glacial history of Antarctica: Results from LEG 119*. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, edited by Barron J., B. Larsen et al., 119, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 869–891.
- Barron, J., B. Larson and Shipboard Scientific Party, (1989). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 119, 942.
- Becker, L., R.J. Poreda, A.G. Hunt, T.E. Bunch and M. Rampino (2001). *Impact Event at the Permian-Triassic Boundary: Evidence from Extraterrestrial Noble Gases in Fullerenes*. *Science*, 291, 1530–1533.
- Behrendt, J.C. (1999). *Crustal and lithospheric structure of the West Antarctic Rift System from geophysical investigations: a review*. *Global and Planetary Change*, 23, 25–44.
- Behrendt, J.C. and A.K. Cooper (1991). *Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder escarpment of the Cenozoic West Antarctic rift system and a speculation on possible climate forcing*. *Geology*, 19, 315–319.
- Behrendt, J.C., R. Saltus, D. Damaske, A. McCafferty, C.A. Finn, D. Blankenship and R.E. Bell (1996). *Patterns of late Cenozoic volcanic and tectonic activity in the West Antarctic Rift System revealed by aeromagnetic surveys*. *Tectonics*, 15 (2), 660–676.
- Behrendt, J.C., D. Blankenship, D. Damaske, and A.K. Cooper (1995). *Glacial removal of late Cenozoic subglacially emplaced volcanic edifices by West Antarctic ice sheet*. *Geology*, 23 (12), 1.111–1.114.
- Behrendt, J.C., and the GANOVEX and CASERTZ GROUPS (1994). *Marine Magnetic and Aeromagnetic Surveys in the West Antarctica Rift System*. *Terra Antarctica*, 1 (3), 509–511.
- Behrendt, J.C., D. Damaske, and J. Fristch (1993). *Geophysical Characteristics of the West Antarctica Rift System*. In: Durbham H.J. and Damaske D. (Editors); *German Antarctic North Victoria Land Expedition 1991/92, Ganovex V. Geologisches Jahrbuch Reihe, Hannover, E 47*, 49–101.
- Behrendt, J.C., W.E. LeMasurier, and A.K. Cooper (1992). *The West Antarctic Rift System-A propagating rift “captured” by a mantle plume?* In: Kaminuma K. and Yoshida Y. (Editors), *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 315–322.
- Behrendt, J.C., W.E. LeMasurier, A.K. Cooper, F. Tessensohn, A. Tréhu and D. Damaske (1991). *Geophysical Studies of the West Antarctic Rift System*. *Tectonics*, 10, 1.257–1.273.
- Behrendt, J.C., D.J. Drewry, E. Jankowski and M.S. Grim (1980). *Aero-magnetic and radio echo ice-sounding measurements show much greater area of the Dufek intrusion, Antarctica*. *Science*, 209, 1.014–1.017.
- Bell, R.E., D.D. Blankenship, C.A. Finn, D.L. Morse, T.A. Scambos, J.M. Brozenak and S.M. Hodge (1998). *Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations*. *Nature*, 394, 58–62.
- Bindschadler, R. and P. Vornberger (1998). *Changes in the West Antarctic ice sheet since 1963 from declassified satellite photography*. *Science* 279, 689–692.
- Black, L.P., J.W. Sheraton and P.D. Kinny (1992). *Archean Events in Antarctica*. In: Kaminuma K., and Y. Yoshida (Editors), *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 1–6.
- Black, L.P., I.S. Williams and W. Compston (1986). *Four zircon ages from Mount Sones, En derby Land, Antarctica*. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 94, 427–437.
- Blackman, D.K., R.P. Von Herzen and L.A. Lawver (1987). *Heat flow and tectonics in the Western Ross Sea, Antarctica*. In: Cooper A.K., Davey F.J. (Editors.), *The Antarctic Margin: Geology and Geophysics of the Western Ross Sea*. EarthScience Series 5B Circum-Pacific Council of Energy and Mineral Resources, Houston, TX, 179–189.
- Blankenship, D.D. (2000). *Lithospheric Controls on the Behavior of the West Antarctic Ice Sheet; Corridor Aerogeophysics*. <<http://www.ig.utexas.edu/staff/blank/blank.htm>>
- Blankenship, D.D., R.E. Bell, S.H. Hodge, J.M. Brozena, J.C. Behrendt and C.A. Finn (1993). *Active volcanism beneath the West Antarctica ice sheet and the implications ice sheet stability*. *Nature*, 361, 526–529.

- Boger, S.D., C.J. Carson, C.J.L. Wilson and C.M. Fanning (2000). *Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica: evidence for a single protracted orogenic event*. *Precambrian Research*, 104, 1–24.
- Borg, S.G. and D.J. De Paolo (1994). *Laurentia, Australia and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: Constraints from isotopic mapping*. *Geology*, 22, 307–310.
- Borg, S.G. and D.J. De Paolo (1991). *A tectonic model of the Antarctic Gondwana margin with implications for south-eastern Australia: Isotopic and geochemical evidence*. *Tectonophysics*, 196, 339–358.
- Borg, S.G. and E. Stump (1987). *Paleozoic magmatism and associated tectonic problems of northern Victoria Land, Antarctica*. In: G.D. McKenzie (Editors), *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, AGU, Washington, 41, 67–75.
- Borg, S.C., E. Stump, B.W. Chappell, M.T. McCulloch, D.R. Armstrong and J.R. Holloway (1987). *Granitoids of northern Victoria Land, Antarctica: Implications of chemical and isotopic variations to regional crustal structure and tectonics*. *American Journal of Science*, 287, 127–169.
- Bradshaw, J.D. (1991). *The Devonian Pacific margin of Antarctica*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 193–197.
- Bradshaw, J.D. (1989). *Cretaceous Geotectonic Patterns in the New Zealand Region*. *Tectonics*, 8 (4), 803–820.
- Bradshaw, J.D. and G.F. Webers (1988). *The Devonian rocks of Antarctica*. In: Mc Millina N.J., E.F. Embry and D.J. Glass (Editors), *Devonian of the world*, Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 783–795.
- Bradshaw, J.D., R.J. Pankhurst, S.D. Weaver, B.C. Storey, R.J. Muir and T.R. Ireland (1997). *New Zealand Superterranes Recognized in Marie Byrd Land and Thurston Island*. In: Ricci, C.A. (Editor), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. *Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Siena, Terra Antarctica Publications, 429–436.
- Brancolini, G., M. Buseti, A. Marchetti, L. De Santis, C. De Cillia, C. Zanolla, F. Coren, A.K. Cooper, G. Cochrane, I. Zayatz, V. Belyaev, M. Knyazev, O. Vinnikovskaya, F. Dave and K. Hinz (1995a). *Seismic stratigraphic atlas of the Ross Sea, Antarctica*. In: Cooper K., P.F. Barker, G. Brancolini (Editors), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. Antarctic Research Series, 68, AGU, Washington, DC.
- Brancolini, G., M. Buseti, A. Marchetti, L. De Santis, C. De Cillia, C. Zanolla, F. Coren, A.K. Cooper, G. Cochrane, I. Zayatz, V. Belyaev, M. Knyazev, O. Vinnikovskaya, F. Dave and K. Hinz (1995b). *Descriptive text for the seismic stratigraphic atlas of the Ross Sea, Antarctica*. In: Cooper K., P.F. Barker, G. Brancolini (Editors), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. Antarctic Research Series, 68, AGU, Washington, DC, 271–286.
- Brewer, T.S., D. Rex, P.G. Guise and C.J. Hawkesworth (1996). *Geochronology of Mesozoic tholeiitic magmatism in Antarctica: implications for the development of the failed Weddell Sea rift system*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Geological Society Special Publication, 108, 45–61.
- Brown, R.W. (1991). *Backstacking apatite fission-track "stratigraphy": a method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories*. *Geology* 19, 74–77.
- Brunet, D. and D.A. Yuen (2000). *Mantle plumes pinched in the transition zone*. *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 13–27.
- Busetti, M. (1994). *A New Constraint for the Age of Unconformity U 6 in the Ross Sea*. *Terra Antarctica*, 1 (3), 523–526.
- Busetti, M., G. Spadini, F.M. Van der Wateren, S. Cloetingh and C. Zanolla (1999). *Kinematic modelling of the West Antarctic Rift System, Ross Sea, Antarctica*. *Global and Planetary Change*, 23, 79–103.
- Campbell, I.B. and G.G.C. Claridge (1987). *Antarctica: Soils, Weathering Processes and Environment*. New Zealand Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand. Elsevier, Amsterdam, 368.
- Campbell, I.H. and R.W. Griffiths (1990). *Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts*. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 79–93.
- Cande, S.C. and D.V. Kent (1995). *Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. *Journal of Geophysical Research*, 100, 6,093–6,095.
- Cande, S.C., J.M. Stock, R.D. Müller and T. Ishihara (2000). *Cenozoic motion between east and west Antarctica*. *Nature*, 404, 145–150.
- Cande, S.C., J. Stock, D. Müller, T. Ishihara and A.A. Tikku (1998). *Seafloor spreading constraints of Cenozoic motion between east and west Antarctica*. *Transactions of the AGU, EOS*, 79 (45), F906.
- Cape Roberts Science Team (2000). *Studies from the Cape Roberts Project, Ross Sea, Antarctica*. Initial Report on CRP-3. *Terra Antarctica*, 76 (1/2), 1–185.
- Cape Roberts Science Team (1999). *Studies from the Cape Roberts Project, Ross Sea, Antarctica*. Initial Report on CRP-2/2A. *Terra Antarctica*, 6 (1/2), 1–173.
- Cape Roberts Science Team (1998). *Initial Report on CRP-1, Cape Roberts Project, Antarctica*. *Terra Antarctica*, 5 (1), 1–187.
- Chiappini, M., F. Ferraccioli, E. Bozzo and D. Damaske (in press). *Geomagnetic investigations and Magnetic Anomaly compilation over the Transantarctic Mountains-Ross Sea sector of Antarctica*. *Tectonophysics*.
- Chiappini, M., F. Ferraccioli, E. Bozzo, D. Damaske and J.C. Behrendt (1999). *First stage of IN-TRAMAP: Integrated Transantarctic Mountains and Ross Sea Area Magnetic Anomaly Project*. In: Chiappini, M. and R.R.B. von Frese (Editors), *Annali di Geofisica*, 42, 277–292.

- Chiappini, M., R.R.B. von Frese and J. Ferris (1998). *Effort Develop Magnetic Anomaly Database Aids Antarctic Research*. Transactions of the AGU, EOS, 79 (25), 290.
- Christie, D.M., B.P. West, D.G. Pyle and B. Hanan (1998). *Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic Discordance*. Nature, 394, 637–644.
- Clark, D.J., B.J. Hensen and P.D. Kinny (2000). *Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany–Fraser orogen, Western Australia*. Precambrian Research, 102, 155–183.
- Coffin, M.F. (2000). *Transform and Subduction Tectonics Along the Macquarie Ridge: Sidescan, Seismic Reflection, Earthquake and Gravity Studies*. Available from World Wide Web: <<http://www.ig.utexas.edu/>>
- Collinson, J.W. (1997). *Paleoclimate of Permo-Triassic Antarctica, The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. In: Ricci C.A. (Editor), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 1.029-1.034.
- Collinson, J.W. (1991). *The Paleo-Pacific margin as seen from East Antarctica*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 299–304.
- Collinson, J.W., N. Kemp and J.T. Eggert (1987). *Comparison of the Triassic Gondwana sequences in the Transantarctic Mountains and Tasmania*. In: McKenzie, G.D. (Editor), Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics, AGU, Washington, 41, 51–61.
- Cooper, A.K., H. Trey, G. Cochrane, F. Egloff, M. Buseti and Acrop Working Group (1997). *Crustal Structure of the Southern Central Trough, Western Ross Sea*. In: Ricci, C.A. (Editor), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 637–642.
- Cooper, A.K., P.F. Barker and G. Brancolini (1995). *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic Margin*. Antarctic Research Series, 68, AGU, Washington, D.C., 303.
- Cooper, A.K., F.J. Davey and K. Hinz (1991). *Crustal extension and origin of sedimentary basins beneath the Ross Sea and Ice Shelf, Antarctica*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 299–304.
- Cox, K.G. (1978). *Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland*. Nature, 247, 47–79.
- Coren, F., I. Marson, M. Stoka and C. Zanolla (1997). *Computation of the Moho depths and Geoid Undulation from Gravity Data in the Ross Sea (Antarctica)*. In: Ricci C.A. (Editor), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 603–608.
- Curry, J.R. and T. Munasinghe (1991). *Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot*. Geology, 19, 1.237–1.240.
- Curtis, M.L., P.T. Leat, T.R. Riley, B.C. Storey, I.L. Millar and D.E. Randall (1999). *Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana*. Tectonophysics, 304 (4), 275–299.
- Curtis, L.C. and B.C. Storey (1996). *A review of geological constraints on the pre-break-up position of the Ellsworth Mountains within Gondwana: implications for the Weddell Sea evolution*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication, 108, 11–30.
- Dalziel, I.W.D. (2000). *Collaborative Research: Scotia Arc GPS Project (SCARP)*. Available from World Wide Web: <<http://www.ig.utexas.edu/>>
- Dalziel, I.W.D. (1997). *Neoproterozoic-Paleozoic Geography and Tectonics: Review, Hypothesis, Environmental Speculation*. Geological Society of America Bulletin, 109 (1), 16–42.
- Dalziel, I.W.D. (1992). *Antarctica: A tale of two supercontinents?* Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 20, 501–526.
- Dalziel, I.W.D. (1991). *Pacific margins of Laurentia and East Antarctica as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent*. Geology, 19, 598–601.
- Dalziel, I.W.D. and D.H. Elliot (1982). *West Antarctica: Problem child of the Gondwanaland*. Tectonics, 1 (1), 3–19.
- Dalziel, I.W.D. and A.M. Grunow (1992). *Late Gondwanide Tectonic Rotations within Gondwanaland*. Tectonics, 11 (3), 603–606.
- Dalziel, I.W.D., L.A. Lawver and J.B. Murphy (2000). *Plumes, orogenesis and supercontinental fragmentation*. Earth and Planetary Science Letters, 178, 1–11.
- Dalziel, I.W.D., L.H. Dalla Sala and L.M. Gahagan (1994). *Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system*. Geological Society of America Bulletin, 106, 243–252.
- Dalziel, I.W.D., S.W. Garrett, A.M. Grunow, R.J. Pankhurst, B.C. Storey and W.R. Vennum (1987). *The Ellsworth-Whitmore Mountains crustal block: Its Role in the Tectonic Evolution of West Antarctica*. In: G.D. McKenzie (Editor), Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics, AGU, Washington, 173–182.
- David, T.W.E. and R.E. Priestley (1914). *Glaciology, physiography, and tectonic geology of south Victoria Land, British Antarctic Expedition, 1907–09, Reports of Scientific Investigations*. Geology, 1, 1–319.
- Decker, E.R. and G.J. Bucher (1982). *Geothermal studies in the Ross Island–Dry Valley region*. In: Craddock C. (Editor), Antarctic Geoscience. Madison University of Wisconsin Press, 887–894.
- Della Vedova, B., G. Pellis, L.A. Lawver and G. Brancolini (1992). *Heatflow and tectonics of the Western Ross Sea*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent Progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing

- Company, Tokio, 627–637.
- Di Venere, V.J., D.V. Kent and I.W.D. Dalziel (1995). *Early Cretaceous paleomagnetic results Summary of paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for the Weddellia collage crustal blocks*. Journal of Geophysical Research, 100, 8.133-8.152.
- Di Venere, V.J., D.V. Kent and I.W.D. Dalziel (1994). *Mid Cretaceous paleomagnetism results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica*. Journal of Geophysical Research, 99 (B8), 15.115-15.139.
- Doake, C.S.M., H.F.J. Corr, H. Rott, P. Skvarca and N.W. Young (1998). *Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica*. Nature 391, 778–780.
- Drewry, D.J. (1976). *Sedimentary basins of the East Antarctic Craton from geophysical evidence*. Tectonophysics, 36, 301-314.
- Duebendorfer, E.M. and M.N. Rees (1998). *Evidence for Cambrian deformation in the Ellsworth-Whitmore Mountains terrane, Antarctica: Stratigraphic and tectonic implications*. Geology, 26 (1), 55–58.
- Duncan, R.A. and M.A. Richards (1991). *Hotspots, Mantle Plumes, Flood Basalts, and True Polar Wander*. Reviews of Geophysics, 29 (1), 31-50.
- Duncan, R. and I. McDougall (1989). *Volcanic time-space relationships*. In Johnson, R. (Editor), Intraplate volcanism in eastern Australia and New Zealand, New York, Cambridge University Press, 43–54.
- Elliot, D.H. (1994). *The Late Mesozoic and Cenozoic tectonic history of Antarctica: some implications for sediment basin history, sediment provenance, and paleoclimate*. Terra Antarctica, 1, 445-448.
- Elliot, D.H. (1991). *Triassic-Early Cretaceous evolution of Antarctica*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 541-548.
- Elliot, D.H. (1975). *Tectonic of Antarctica: a Review*. American Journal of Science, 275, 45-106.
- Elliot, D.H., T.H. Fleming, P.R. Kyle and K.A. Foland (1999). *Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar Large Igneous Province, Antarctica*. Earth and Planetary Science Letters, 167, 89–104.
- Exon, N.F., A.M.G. Moore and P.J. Hill (1997). *Geological framework of the South Tasman Rise, south of Tasmania, and its sedimentary basins*. Australian Journal of Earth Science, 44, 561–577.
- Féraud, G., V. Alric, M. Fornari, H. Bertrand and M. Haller (1999). *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction*. Earth and Planetary Science Letters, 172, 83–96.
- Ferraccioli, F. and E. Bozzo (1999). *Inherited crustal features and tectonic blocks of the Transantarctic Mountains: An aeromagnetic perspective (Victoria Land, Antarctica)*. Journal of Geophysical Research, 104, 25.297–25.319.
- Ferris, J.K., A.P.M. Vaughan and B.C. Storey (2000). *Relics of a complex triple junction in the Weddell Sea embayment, Antarctica*. Earth and Planetary Science Letters, 178, 215-230.
- Ferris, J.K., A. Johnson and B.C. Storey (1998). *Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data*. Earth and Planetary Science Letters, 154, 185–202.
- Finn, C., D. Moore, D. Damaske and T. Mackey (1999). *Aeromagnetic legacy of early Paleozoic Subduction along the Pacific margin of Gondwana*. Geology, 27, 1.087-1.090.
- Fitzgerald, P.G. (1999). *Cretaceous-Cenozoic Tectonic Evolution of the Antarctic Plate*. Terra Antarctica Reports, 3, 109-130.
- Fitzgerald, P.G. (1994). *Thermochronology constraints on post-Paleozoic tectonic evolution of Central Transantarctic Mountains, Antarctica*. Tectonics, 13 (4), 818-836.
- Fitzgerald, P.G. (1992). *The Transantarctic Mountains of southern Victoria Land: the application of apatite fission track analysis to a rift shoulder uplift*. Tectonics, 11 (3), 634-662.
- Fitzgerald, P.G. and S. Baldwin (1997). *Detachment Fault Model for the Evolution of the Ross Embayment*. In: Ricci, C.A. (Editor), The Antarctic Region, Geological Evolution and Processes. Terra Antarctica Publication, Siena, 555-564.
- Fitzgerald, P.G. and A.J.W. Gleadow (1988). *Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in Northern Victoria Land, Antarctica*. Chemical Geological Isotope Geosciences, 13, 169–198.
- Fitzgerald, P.G. and E. Stump (1997). *Cretaceous and Cenozoic episodic denudation of the Transantarctic Mountains, Antarctica: New constraints from apatite fission track thermochronology in the Scott Glacier region*. Journal of Geophysical Research, 102 (B4), 7.747-7.765.
- Fitzgerald, P.G., M. Sandiford, P.J. Barrett and A.J. Gleadow (1986). *Asymmetric extension associated with uplift and subsidence of the Transantarctic Mountains and Ross embayment*. Earth and Planetary Science Letters, 81, 67-78.
- Fitzsimons, I.C.W. (2000). *Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens*. Geology, 28 (10), 879–882.
- Fitzsimons, I.C.W. (1997). *The Brattstrand Paragneiss and the Søstrene Orthogneiss: a review of Pan-African metamorphism and Grenville Relics in Southern Prydz Bay*. In: Ricci C.A. (Editor), The Antarctic Region, Geological Evolution and Processes. Terra Antarctica Publication, Siena, 121–130.
- Flöttmann, T. and G. Kleinschmidt (1991). *Kinematics of major structures of north Victoria and Oates Lands, Antarctica*. Memorie della Società Geologica Italiana, 46, 273-282.
- Flöttmann, T., T.N. Gibson and G. Kleinschmidt (1993). *Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific*. Geology, 21, 319-322.
- Ford, A.B. and J.P. Barrett (1975). *Basement rocks of the south-central Ross Sea, site 270, DSDP leg 28*. In: Hayes D.E., Frakes L.A. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,

- Washington (U.S. Government Printing Office), 28, 861-868.
- Frey, F.A., M.F. Coffin, P.J. Wallace, D. Weis, X. Zhao, Jr.S.W. Wise, V. Wähner, D.A.H. Teagle, P.J. Saccocia, D.N. Reusch, M.S. Pringle, K.E. Nicolaysen, C.R. Neal, R.D. Müller, C.L. Moore, J.J. Mahoney, L. Keszthelyi, H. Inokuchi, R.A. Duncan, H. Delius, J.E. Damuth, D. Damasceno, H.K. Coxall, M.K. Borre, F. Boehm, J. Barling, N.T. Arndt, M. Antretter (2000). *Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean*. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 73-89.
- Frey, F.A., N.J. McNaughton, D.R. Nelson, J.R. de Leater and R. Duncan (1996). *Petrogenesis of the Bunbury Basalt, Western Australia: interaction between the Kerguelen plume and Gondwana lithosphere?* *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 163-183.
- Gaina, C., W. Roest, R.D. Müller, J.Y. Royer, J. Stock, J. Hardebeck and P.A. Symonds (1998). *The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces*. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12.413-12.433.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, A. Maldonado, J.M. Martínez, S. Sanz de Galdeano, L. Somoza and E. Surinach (2000). *Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica)*. *Tectonophysics*, 320, 123-139.
- Garrett, S.W. (1991). *Aeromagnetic studies of crustal blocks and basins in West Antarctica: a review*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 219-223.
- Ghezzo, C., C. Baldelli, R. Biagini, L. Carmignani, G. Di Vincenzo, G. Gosso, A. Lelli, B. Lombardo, A. Montrasio, P. Pertusati and F. Salvini (1989). *Granitoids from the David Glacier-Aviator Glacier segment of Transantarctic Mountains, Victoria Land, Antarctica*. *Memorie Società Geologica Italiana*, 33, 143-160.
- Gibson, G.M. e T.R. Ireland (1996). *Extension of Delamerian (Ross) orogen into western New Zealand: Evidence from zircon ages and implications for crustal growth along the Pacific margin of Gondwana*. *Geology*, 24 (12), 1.087-1.090.
- Gleadow, A.J.W. and P.G. Fitzgerald (1987). *Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatite in the Dry Valley area, southern Victoria Land*. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 93-102.
- González-Casado, J.M., J. Giner-Robles and J. López-Martínez (2000). *Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin*. *Geology*, 28 (11), 1043-1046.
- Goode, J.W. (1997). *Latest Neoproterozoic basin inversion of the Beardmore Group, central Transantarctic Mountains, Antarctica*. *Tectonics*, 16, 682-701.
- Goode, J.W. (1995). *Ross Orogen: Crustal structure and plate tectonic significance*. LIRA Workshop, Dallas, Texas, 20-23 October 1994. *Terra Antarctica*, 2, 71-77.
- Goode, J.W., R.W. Walker and V.L. Hansen (1993). *Neoproterozoic-Cambrian basement involved orogenesis within the Antarctic margin of Gondwana*. *Geology*, 21, 37-40.
- Gordon, R.G. (2000). *The Antarctic connection*. *Nature*, 404, 139-140.
- Gose, W.A., M.A. Helper, J.N. Connelly, F.E. Hutson and I.W.D. Dalziel (1997). *Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions*. *Journal of Geophysical Research*, 102, 7.887-7.902.
- Gould, L.M. (1935). *Structure of the Queen Maud Mountains, Antarctica*. *Geological Society of America Bulletin*, 46, 973-984.
- Grunow, A.M. (1993). *Creation and destruction of the Weddell Sea floor in the Jurassic*. *Geology*, 21, 647-650.
- Grunow, A.M., R. Hanson and T. Wilson (1996). *Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening?* *Geology*, 24, 1.063-1.066.
- Grunow, A.M., D.V. Kent and I.W.D. Dalziel (1991). *New Paleomagnetic Data From Thurston Island: Implications for the Tectonics of West Antarctica and Weddell Sea Opening*. *Journal of Geophysical Research*, 96, 17.935-17.954.
- Hambrey, M.J. (1999). *The Record of Earth's Glacial Climate during the Last 3000 Ma*. *Terra Antarctica Reports*, 3, 109-130.
- Hambrey, M.J. and P.J. Barrett (1993). *Cenozoic sedimentary and climate record, Ross Sea Region, Antarctica*. In: Kennett J.P. and Warnke D.A. (Editors), *The Antarctic Paleoenvironment: a Perspective on Global Change*. *Antarctic Research Series*, AGU, Washington, DC, 60, 91-124.
- Hancock, P.L. (1994). *Continental Deformation*. Pergamon Press, 421.
- Hart, S.R., J. Blusztajn, W.E. LeMasurier and D.C. Rex (1997). *Hobbs Coast Cenozoic volcanism: implications for the West Antarctic rift system*. *Chemical Geology*, 139, 223-248.
- Hart, S.R., J. Blusztajn and C. Craddock (1995). *Cenozoic volcanism in Antarctica: Jones Mountains and Peter I Island*. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 59, 3.379-3.388.
- Hartnady, C.J.H. (1991). *Plate tectonics: about turn for supercontinents*. *Nature*, 352, 476-478.
- Hayes, D.E. and L.A. Frakes (1975). *General synthesis, deep sea drilling project*. In: Hayes, D.E. and L.A. Frakes (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea, Government Printing Office, Washington, Drilling Project, Leg 28 U.S.*, 919-942.
- Heimann, C., T.H. Fleming, D.H. Elliot and K.A. Foland (1994). *A short interval of Jurassic continental flood basalts volcanism in Antarctica as demonstrated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology*. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 19-41.
- Hensen, B.J. and B. Zhou (1997). *East Gondwana amalgamation by Pan-African collision? Evidence from Prydz Bay, East Antarctica*. In: Ricci, C.A. (Editor), *The Antarctic Region, Geological Evolution and Processes*. *Terra Antarctica Publication*, Siena, 115-119.
- Hinz, K. and M. Block (1984). *Results of geophysical*

- investigations in the Weddell Sea and in the Ross Sea, Antarctica*. In: Proceeding 11th World Petrological Congress, London 1983. Wiley, New York, 279-291.
- Hinz, K. and Y. Kristoffersen (1987). *Antarctica, recent advances in the understanding of the continental shelf*. Geologisches Jahrbuch Reihe, Hannover, 37, 3-54.
- Hoffman, P.F. (1991). *Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?* Science, 252, 1409-1411.
- Hofmann, A.W. (1997). *Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism*. Nature, 385, 219-229.
- Hole, M.J. and W.E. LeMasurier (1994). *Tectonic controls on the geochemical composition of Cenozoic, mafic alkaline volcanic rocks from West Antarctica*. Contribution of Mineralogy and Petrology, 117, 187-202.
- Hole, M.J. and W.E. LeMasurier (1990). *Geochemical variations and tectonic affinities of Cenozoic alkali basaltic rocks from the Pacific margin of West Antarctica*. Transactions of the AGU, EOS, 71 (43), 1.699.
- Hübscher, C., W. Jokat and H. Miller (1996). *Structure and origine of southern Weddell Sea crust: results and implications*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication, 108, 201-211.
- Hughes, T. (1973). *Is the West Antarctic ice sheet disintegrating?* Journal of Geophysical Research, 78, 7.884-7.910.
- Hunter, R.J., A.C. Johnson and N.D. Aleshkova (1996). *A review of geological constraints on the pre-brak-up position of the Ellsworth Mountains within Gondwana: implications for the Weddell Sea evolution*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication, 108, 143-154.
- Ireland, T.R., T. Flöttmann, C.M. Fanning, G.M. Gibson and W.V. Preiss (1998). *Development of the early Paleozoic Pacific margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogen*. Geology, 26 (3), 243-246.
- Isbell, J.L. (1999). *The Kukri Erosion Surface; a reassessment of its relationship to rocks of the Beacon Supergroup in the central Transantarctic Mountains, Antarctica*. Antarctic Science, 11 (2), 228-238.
- Isbell, J.L., A. Askin and G.J. Retallack (1999). *Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia: Comment and Reply*. Geology, 27 (9), 859-860.
- Jacobs, J., B.T. Hansen, F. Henjes-Kunst, R.J. Thomas, K. Weber, W. Bauer, R.A. Armstrong and D.H. Cornell (1999). *New Age Constraints on the Proterozoic/Lower Paleozoic Evolution of Heimefrontfjella, East Antarctica, and Its Bearing on Rodinia/Gondwana correlations*. Terra Antarctica, 6 (4), 377-389.
- Johnson, A.C. and A.M. Smith (1992). *New magnetic map of West Antarctica (Weddell Sea sector): introduction to important features*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent Progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 555-562.
- Johnson, A.C., N.D. Aleshkova, P.F. Barker, A.V. Golinsky, V.N. Masolo and A.M. Smith (1992). *Aeromagnetic data from the southern Weddell Sea embayment and adjacent areas: syntheses and interpretation*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent Progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 545-553.
- Jokat, W., N. Fechner and M. Studinger (1997). *Geodynamic Models of the Weddell Sea Embayment in View of New Geophysical Data*. Ricci, C.A. (Editor), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 453-459.
- Jokat, W., C. Hübscher, U. Meyer, L. Oszoko, T. Schöne, W.E. Vesteg and H. Miller (1996). *The continental margin off East Antarctica between 10° and 30° W*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication, 108, 129-141.
- Kalamarides, R.I. and J.H. Berg (1991). *Geochemistry and tectonic implications of lower-crustal granulites included in Cenozoic volcanic rocks of southern Victoria Land*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 305-310.
- Kalamarides, R.I., J.H. Berg and R.A. Hank (1987). *Lateral isotopic discontinuity in the lower crust: An example from Antarctica*. Science, 237, 1.192-1.195.
- Karlstrom, K.E., S.S. Harlan, M.L. Williams, J. McLelland, J.W. Geissman and K.I. Åhå (1999). *Refining Rodinia: Geologic Evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic*. GSA Today, 9 (10), 1-7.
- Kellogg, T.B. and D.E. Kellogg (1987). *Recent glacial history and rapid ice stream retreat in the Amundsen sea*. Journal of Geophysical Research, (92), 8.859-8.864.
- Kennett, J.P. (1977). *Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography*. Journal of Geophysical Research, 82, 3.843-3.860.
- Kennett, J.P. and D.A. Hodell (1995). *Stability or Instability of Antarctic Ice Sheets During Warm Climates of the Pliocene?* GSA Today, 5 (1), 1-22.
- Kent, R.W. (1991). *Lithospheric uplift in eastern Gondwana: Evidence for a long-lived mantle plume system?* Geology, 19, 19-23.
- King, E.C. (2000). *The crustal structure and sedimentation of the Weddell Sea embayment: implications for Gondwana reconstructions*. Tectonophysics, 327, 195-212.
- King, E.C., R.A. Livermore and B.C. Storey (1996). *Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication, 108, 1-10.

- Kirschvink, J.L., R.L. Ripperdan and D.A. Evans (1997). *Evidence for large-scale reorganization of Early Cambrian Continental Masses by Inertial Interchange True Polar Wander*. Science, 277, 541-545.
- Klein, E.M., C.H. Langmuir, A. Zindler, H. Staudigel and B. Hamelin (1988). *Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian Antarctic Discordance*. Nature, 333, 623-629.
- Kleinschmidt, G., W. Buggish and T. Flöttmann (1992). *Compressional causes for early Paleozoic Ross Orogen-Evidence from Victoria Land and Shackleton Range*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 227-233.
- Kleinschmidt, G. and F. Tessensohn (1987). *Early Paleozoic Westward Directed Subduction at the Pacific Margin of Antarctica*. In: McKenzie G.D. (Editors), Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics, AGU, Washington, 89-105.
- Kreemer, C. and W.E. Holt (2000). *What Caused the March 25, 1998 Antarctic Plate Earthquake?: Inferences from Regional Stress and Strain Rate Fields*. Geophysical Research Letters, 27 (15), 2.297-2.300.
- Kristoffersen, Y. and K. Hinz (1991). *Crustal development: Weddell Sea-Ross Sea region. Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 225-230.
- Krynauw, J.R. (1996). *A Review of the Geology of East Antarctica, with special Reference to c. 1000 Ma and c. 500 Ma Events*. Terra Antarctica, 3 (2), 77-89.140.
- Kyle, P.R. (1996). *Mantle plume controls of magmatism in the southern Ross Sea*. In: Wilson, T.J. and C.A. Finn (Editors), Geodynamic Evolution of the Transantarctic Mountains and the West Antarctic Rift System. Proceedings of a Workshop. BPRC Report. Byrd Polar Research Center, Columbus, OH, 28.
- Kyle, P.R. (1990). *McMurdo Volcanic Group, western Ross Embayment: Introduction*. In: LeMasurier, W.E. and M.R.A. Thomson (Editors), Introduction in: Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans. Antarctic Research Series, AGU, Washington, 48, 19-25.
- LaBrecque, J.L. and P. Barker (1981). *The age of the Weddell Basin*. Nature, 290, 489-492.
- Laird, M.G. (1991a). *The Late Proterozoic-Middle rocks of Antarctica*. In: Tingey, R.J. (Editor), The Geology of Antarctica. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Canberra, Australia, 17, 74-119.
- Laird, M.G. (1991b). *Lower-mid-Paleozoic sedimentation and tectonic patterns on the paleo-Pacific margin of Antarctica*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 177-185.
- Lanyon, R., A.J. Crawford and S. Eggins (1995). *Westward migration of Pacific Ocean upper mantle into the Southern Ocean region between Australia and Antarctica*. Geology, 23, 511-514.
- Lanyon, R., R. Varne and A. Crawford (1993). *Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny plume, and the opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean)*. Geology, 21, 555-558.
- Larson, R.C. (1991). *Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume*. Geology, 19, 547-550.
- Lawver, L.A. and L.M. Gahagan (1994). *Constraints on Timing of Extension in the Ross Sea Region*. Terra Antarctica, 1 (3), 545-552.
- Lawver, L.A. and C.R. Scotese (1987). *A Revised Reconstruction of Gondwanaland*. In: McKenzie, G.D. (Editor), Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics, AGU, Washington, 17-23.
- Lawver, L.A., L.M. Gahagan and I.W.D. Dalziel (1999). *A Tight fit-Early Mesozoic Gondwana, a Plate Reconstruction Perspective*. In: Motoyoshi, Y. and K. Shiraishi (Editors), Origin and Evolution of Continents, Proceedings of the International Symposium, 13-14 October, 1997, Tokyo, Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue, 53, 214-229.
- Lawver, L.A., B.J. Sloan, D.H.N. Barker, M. Ghidella, R.P. Von Herzen, R.A. Keller, G.P. Klinkhammer and C.S. Chin (1996). *Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry*. GSA Today, 6 (11), 1-6.
- Lawver, L.A., R.A. Keller, M.R. Fisk and J.A. Strelin (1995). *Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active extension behind a dead arc*. In Taylor, B. (Editor), Back Arc Basins, Tectonics and Magmatism, Plenum Press, New York, 315-342.
- Lawver, L.A., L.M. Gahagan and M.F. Coffin (1992). *The development of paleoseaways around Antarctica*. In: The Antarctic paleoenvironment: A perspective on global Change, Antarctic Research Series, 56, 7-30.
- Lawver, L.A., Y. Royer, D.T. Sandwell and C.R. Scotese (1991). *Crustal development: Gondwana Breakup: Evolution of the Antarctic continental margins*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press, Cambridge, 533-539.
- Lawver, L.A., Sclater J.G. and L. Meinke (1985). *Mesozoic and Cenozoic reconstructions of South Atlantic*. Tectonophysics, 114, 233-254.
- Lee, D.K., Y.K. Jin, Y. Kim and S.H. Nam (2000). *Seismicity and tectonics around the northern Antarctic Peninsula from King Sejong station data*. Antarctic Science 12 (2), 196-204.
- Leitchenkov, G.L., H. Miller and E.N. Zatzepin (1996). *Structure and Mesozoic evolution of the eastern Weddell Sea oceans*. Antarctic Research Series, AGU, Washington, 48, 175-190.
- LeMasurier, W.E. (1990a). *Late Cenozoic Volcanism on the Antarctic Plate: An Overview*. In: Le Masurier W.E. and Thomson M.R.A. (Editors), Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans. Antarctic Research Series, AGU, Washington, 48, 1-17.
- LeMasurier, W.E. (1990b). *Mary Byrd Land, Summary. Introduction*. In: Le Masurier W.E. and Thomson M.R.A. (Editors), Volcanoes of the

- Antarctic plate and Southern oceans. Antarctic Research Series, AGU, Washington, 48, 147-163.
- LeMasurier, W.E. and C.A. Landis (1996). *Mantle plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand*. GSA Bulletin, 108, 1450-1466.
- LeMasurier, W.E. and D.C. Rex (1989). *Evolution of linear volcanic ranges in Marie Byrd Land, West Antarctica*. Journal of Geophysical Research, 94 (B6), 7.223-7.236.
- LeMasurier, W.E. and M.R.A. Thomson (1990). *Volcanoes of the Antarctic palte and Southern oceans*. AGU Antarctic Research Series, Washington, 18, 487.
- LeMasurier, W.E., J.C. Behrendt and M.J. Hole (1992). *Volcanism in the West Antarctic Rift: what kind of plume?* Transactions of the AGU, EOS, 73 (43), 541.
- Li, Z.X. and C.McA. Powell (2001). *An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic*. Earth-Science Reviews, 53, 237-277.
- Lisker, F. and M. Olesch (1997). *Cooling and Denudation History of the Alexandra Mountains and Rockefeller Mountains, Eduard VII Peninsula, Marie Byrd Land, Based on Apatite Fission Track Analysis*. In: Ricci, C.A. (Editor), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antartica Publications, 475-480.
- Livermore R.A. and R.J. Hunter (1996). *Mesozoic sea-floor in the southern Weddell Sea*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Geological Society Special Publication, 108, 227-241.
- Livermore, R.A. and R.W. Woollett (1993). *Seafloor spreading in the Weddell Sea Earth and Southwest Atlantic*. Earth and Planetary Science Letters, 117, 475-495.
- Luyendyk, B.P. (1995). *Hypothesis for Cretaceous Rifting of East Gondwana caused by subducted Slab*. Geology, 23, 373-376.
- Luyendyk, B.P., S. Cisowski., C. Smith and S. Richard (1996). *Paleomagnetic study of the northern Ford Ranges, western Marie Byrd Land, West Antarctica: Motion between West and East*. Tectonics, 15 (1), 122-141.
- Luyendyk, B.P., C.H. Smith and F.M. van der Wateren (1994). *Glaciation, Block Faulting and Volcanism in Western Marie Byrd*. Terra Antartica, 1 (3), 541-543.
- Maldonado, A., N. Zitellini, G. Leitchenkov, J.C. Balanyá, F. Coren, J. Galindo-Zaldívar, E. Lodolo, A. Jabaloy, C. Zanolli, J. Rodríguez-Fernández and O. Vinnikovskaya (1998). *Small ocean basin development along the Scotia-Antarctica plate boundary and in the northern Weddell Sea*. Tectonophysics, 296, 371-401.
- Marks, K.M. and J.M. Stock (1997). *Early Tertiary gravity field reconstructions of the Southwest Pacific*. Earth and Planetary Science Letters, 152, 267-274.
- Maslanyj, M.P. and B.C. Storey (1990). *Regional aeromagnetic anomalies in Ellsworth Land: crustal structure and Mesozoic microplate boundaries within West Antarctica*. Tectonics, 9, 1.515-1.532.
- McAdoo, D.S. and S. Laxon (1997). *Antarctic Tectonics: Constraints From an ERS-1 Satellite Marine Gravity Field*. Science, 276, 556-560.
- McMenamin, M.A.S. and D.L.S. McMenamin (1990). *The emergence of animals: The Cambrian breakthrough*. Columbia University Press, New York, 217.
- McNutt, M.K. (1998). *Superswells*. Reviews of Geophysics, 36, 211-244.
- Meert, J.G. and R. Van der Voo (1997). *The assembly of Gondwana 800-550 Ma*. Journal of Geodynamics, 23, 223-235.
- Mercer, J. H. (1978). *West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: A threat of disaster*. Nature, 271, 321-325.
- Mishra, D.C., D.V. Chandra Sekhar, D.Ch. Venkata Raju and V. Vijaya Kumar (1999). *Crustal structure based on gravity-magnetic modelling constrained from seismic studies under Lambert Rift, Antarctica and Godavari and Mahanadi rifts, India and their interrelationships*. Earth and Planetary Science Letters 172, 287-300.
- Molzahn, M., L. Reisberg and G. Worner (1996). *Os, Sr, Nd, Pb, O isotope and trace element data from the Ferrar flood basalts, Antarctica: evidence for an enriched subcontinental lithospheric source*. Earth and Planetary Science Letters, 144, 529-546.
- Moores, E.M. (1991). *Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) Connection: A hypotehsis*. Geology, 19, 425-428.
- Morgan, W.J. (1971). *Convection plumes in the lower mantle*. Nature, 230, 42-43.
- Mortimer, N., D. Parkinson, J.I. Raine, C.J. Adams, I.J. Graham, P.J. Oliver and K. Palmer (1995). *Ferrar magmatic province rocks discovered in New Zealand: implications for Mesozoic Gondwana geology*. Geology 23, 185-188.
- Mukasa, S.B. and I.W.D. Dalziel (2000). *Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions*. GSA Bulletin, 112 (4), 611-627.
- Müller, R.D. (2000). *Deep Earth Structure and Global Tectonics*. Available from World Wide Web: <<http://www.es.usyd.edu.au/geology/>>
- Müller, R.D., C. Gaina and S. Clarke (2000). *Seafloor spreading around Australia*. In: J. Veevers (Editor), *Billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland*. Available from World Wide Web: <<http://www.es.usyd.edu.au/geology/>>
- Müller, R.D., J.Y. Roger and L.A. Lawver (1993). *Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hot-spot tracks*. Geology, 21, 275-278.
- O'Brien, P.E. and G. Leitchenkov (1997). *Prydz Bay and MacRobertson Shelf Region*. In: Report of a Workshop on Antarctic Late Phanerozoic Earth System Science (Scar Report 16). Appendix 7, 39-41. Available from World Wide Web: <<http://www.antrc.utas.edu.au/scar/antostrat/report97/report.html>>

- O'Connell, D.R.H. and T.M. Stepp (1993). *Structure and evolution of the crust at the Transantarctic mountains - Ross Sea crustal transition: results from the TOUVAL V ship-to-shore seismic refraction experiments*. *Geologisches Jahrbuch Reihe, Hannover*, E 47, 229–276.
- Okal, E.A. (1981). *Intraplate seismicity of Antarctica and tectonic implications*. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 52, 397–409.
- Oliviero, E.B., Z. Gasparini, C.A. Rinaldi and R. Scasso (1991). *First record of dinosaurs in Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): paleogeographical implications*. Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 617–622.
- Oppenheimer, M. (1998). *Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet*. *Nature*, 393, 325–332.
- Pankhurst, R.J. (1982). *Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica*. *Journal of the Geological Society, London*, 139, 701–711.
- Pankhurst, R.J., P.T. Leat, P. Sruoga, C.W. Rapela, M. Márquez, B.C. Storey and T.R. Riley (1998a). *The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81 (1–2), 113–136.
- Pankhurst, R.J., S.D. Weaver, J.D. Bradshaw, B.C. Storey and T.R. Ireland (1998b). *Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, Antarctica*. *Journal of Geophysical Research*, 103, 2,529–2,547.
- Panter, K.S., S.R. Hart, P. Kyle., J. Blusztajn and T. Wilch (2000). *Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Cray Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica*. *Chemical Geology*, 165, 215–241.
- Piper, J.D.A. (1982). *The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent*. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 443–461.
- Piper, J.D.A. (2000). *The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Palaeopangaea?* *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 131–146.
- Powell, C.McA. and G. Young (1995). *Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?: comment and reply*. *Geology*, 23, 1053–1054.
- Powell, C.McA., Z.X. Li, M.W. McElhinny, J.G. Meert and J.K. Park (1993). *Paleomagnetic constraints, timing of the Neoproterozoic break-up of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana*. *Geology*, 21, 889–892.
- Reading, A.M. (in press). *Antarctic Seismicity and Neotectonics*. In: 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences Special Volume, edited by Gamble, J.A., 1999, Wellington, New Zealand.
- Reeves, C. (2000). *The geophysical mapping of Mesozoic dyke swarm in southern Africa and their origin in the disruption of Gondwana*. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 499–513.
- Retallack, G.J., A. Seyedolali, E.S. Krull, W.T. Holser, C.P. Ambers and F.T. Kyte (1998). *Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia*. *Geology*, 26 (11), 979–982.
- Ricci, C.A. (1997). *The Antarctic Region, Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication, Siena, 1,206.
- Richard, S.M., C.H. Smith, D.L. Kimborough, P.G. Fitzgerald, B.P. Luyendyk and M.O. McWilliams (1994). *Cooling history of the northern Ford Ranges, Marie Byrd Land, West Antarctica*. *Tectonics*, 13, 837–857.
- Risk, G.F. and M.P. Hochstein (1974). *Heat flow at arrival heights, Ross Island, Antarctica*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 17, 629–644.
- Rivers, T. (1997). *Lithotectonic elements of the Grenville Province: Review and tectonic implications*. *Precambrian Research*, 86, 117–154.
- Rocchi, S., A.M. Fioretti and G. Cavazzini (in press/a). *Petrography, geochemistry and geochronology of the Cenozoic Cape Crossfire, Cape King and No Ridge igneous complexes (northern Victoria Land, Antarctica)*. In: 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences Special Volume, edited by Gamble, J.A., 1999, Wellington, New Zealand.
- Rocchi, S., P. Armienti, M. D'Orazio, S. Tonarín, J.R. Wijbrans and G. Di Vincenzo (in press/b). *Cenozoic magmatism in the western Ross Embayment: role of mantle plume vs. plate dynamics in the development of the West Antarctic Rift System*. Submitted.
- Rocholl, A., M. Stein, M. Molzahan, S.R. Hart and G. Worner (1995). *Geochemical evolution of rift magmas by progressive tapping of a stratified mantle source beneath the Ross Sea rift, Northern Victoria Land, Antarctica*. *Earth Planetary Science Letters*, 131, 207–224.
- Rogenhagen, J. and W. Jokat (2000). *The sedimentary structure in the western Weddell Sea*. *Marine Geology*, 168, 45–60.
- Rollet, N., J.Y. Royer, N.F. Exon and P.J. Hill (1996). *Le plateau Sud-Tasman (Australie): collage de deux fragments du Gondwana oriental?* C. R. Académie des Sciences Océanographie Géophysique Marine, Série IIa, Paris, 323, 865–872.
- Roult, G., D. Rouland and J.P. Montagner (1994). *Antarctica I: Deep structure investigations inferred from seismology; a review*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 15–32.
- Rowell, A.J., D.A. Gonzales, L.W. McKenna, K.R. Evans, E. Stump and W.R. Van Schmus (1997). *Lower Paleozoic rocks in the Queen Maud Mountains: Revised ages and significance. VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. In Ricci, C.A. (Editor), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publication, Siena, 201–207.
- Rowell, A.J., M.N. Rees and K.R. Evans (1992). *Evidence of major Middle Cambrian deformation in the Ross orogen, Antarctica*. *Geology*, 20, 31–34.
- Royer, J.Y. and N. Rollet (1997). *Plate-tectonic setting of the Tasmanian region*. In Exon, N.F. and A.J. Crawford (Editors), *West Tasmanian Margin and Offshore Plateaus: Geology, Tectonic and*

- Climatic History, and Resource Potential. *Australian Journal Earth Science*, 44, 543–560.
- Salvini, F. and F. Storti (2001). *Geologia e tettonica del Wilkes Basin: ipotesi di lavoro*. In: Giornata di studio sul Wilkes Subglacial Basin, una Potenziale area e linea di ricerca (?) nel quadro del prossimo triennio 2002- 2004 del P.N.R.A. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, Genova, 5.
- Salvini, F., G. Brancolini, M. Buseti, F. Storti, F. Mazzarini and F. Coren (1997). *Cenozoic geodynamics of the Ross Sea region, Antarctica: Crustal extension, intraplate strike-slip faulting, and tectonic inheritance*. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B11), 24.669-24.696.
- Sato, S., N. Asakura, T. Saki, N. Oikawai and Y. Kaneda (1984). *Preliminary results of geological and geophysical surveys in the Ross Sea and in the Dumont d'Urville Sea, of Antarctica*. In: Proceedings of the 4th Symposium on Antarctic Geosciences 1983, National Institute for Polar Research, Tokyo. Memoirs of the National Institute of Polar Research 33, 66–92.
- Schmidt, D.L. and P.D. Rowley (1986). *Continental rifting and transform faulting along the Jurassic Transantarctic Rift, Antarctica*. *Tectonics*, 5 (2), 279-291.
- Shackleton, R. M. (1996). *The final collision zone between East and West Gondwana: where is it?* *Journal of African Earth Sciences*, 23 (3), 271-287.
- Shipboard Scientific Party (2000a). Leg 189 Preliminary Report: *The Tasmanian Seaway Between Australia and Antarctica Paleoclimate and Paleoceanography*. ODP Prelim. Rpt., 89 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/189_prel/189prel.pdf>
- Shipboard Scientific Party (2000b). Leg 188 Preliminary Report: *Prydz Bay-Cooperation Sea, Antarctica: glacial history and paleoceanography*. ODP Prelim. Rpt., 88 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/188_prel/188prel.pdf>
- Shipboard Scientific Party (2000c). Leg 187 Preliminary Report: *Mantle Reservoirs and Migration Associated with Australian Antarctic Rifting*. ODP Prelim. Rpt., 87 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/187_prel/187prel.pdf>
- Shiraishi, K., D.J. Ellis, Y. Hiroi, C.M. Fanning, Y. Motoyoshi and Y. Nakai (1994). *Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: implications for Gondwana Assembly*. *Journal of Geology*, 102, 47–65.
- Smith, A.G. and D.J. Drewry, (1984). *Delayed phase change due to hot asthenosphere causes Transantarctic uplift?* *Nature*, 309, 536–538.
- Steed, R.H.N. (1983). *Structural interpretation of Wilkes Land, Antarctica*. In: Oliver R.L., P.R. James and J.B. Jago (Editors), *Antarctic Earth Science*, Proceedings of Fourth International Symposium Antarctic Earth Sciences, Cambridge University Press, New York, 567-572.
- Stern, T.A. and U.S. ten Brink (1989). *Flexural uplift of the Transantarctic Mountains*. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10.315-10.330.
- Stern, T.A., U.S. ten Brink and M.H.P. Bott (1992). *Numerical modelling of uplift and subsidence adjacent to the Transantarctic Mountains*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), *Recent progress in Antarctic Earth Science*, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 515–521.
- Storey, B.C. (1996). *Microplates and mantle plumes in Antarctica*. *Terra Antarctica*, 3 (2), 91-102.
- Storey, B.C. (1995). *The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland*. *Nature*, 377, 301-308.
- Storey, B.C. (1991). *The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 587-592.
- Storey, B.C. and T. Alabaster (1991). *Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the Proto-Pacific margin of Antarctica*. *Tectonics*, 10 (6), 1.274-1.288.
- Storey, B.C. and P.R. Kyle (1997). *An active mantle mechanism for Gondwana breakup*. *South African Journal of Geology*, 100, 283-290.
- Storey, B.C., P.T. Leat, S.D. Weaver, R.J. Pankhurst, J.D. Bradshaw and S. Kelley (1999). *Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes*. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 659-761.
- Storey, B.C., D.I.M. MacDonald, I.W.D. Dalziel, J.L. Isbell and I.L. Millar (1996a). *Early Paleozoic sedimentation, magmatism and deformation in the Pensacola Mountains, Antarctica: the significance of the Ross Orogeny*. *GSA Bulletin*, 108 (6), 685-707.
- Storey, B.C., A.P.M. Vaughan and I. Millar (1996b). *Geodynamic evolution of the Antarctica Peninsula during Mesozoic time and its bearing on the Weddell Sea history*. In: Storey B.C., T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Geological Society Special Publication, 108, 87-103.
- Storey, B.C., I.W.D. Dalziel, S.W. Garrett, A.M. Grunow, R.J. Pankhurst and W.R. Vennum (1988). *West Antarctica in Gondwanaland: Crustal blocks, reconstruction and breakup processes*. *Tectonophysics*, 155, 381-390.
- Stroeven, A.P. and J. Kleman (1999). *Age of Sirius Group on Mount Feather, McMurdo Dry Valleys, Antarctica, based on glaciological inferences from the overridden mountain range of Scandinavia*. *Global and Planetary Change*, 23, 231–247.
- Stump, E. (1999). *Geometries and Motions of Supercontinent Breakups*. *Terra Antarctica Reports*, 3, 109-130.
- Stump, E. (1995). *The Ross Orogen of the Transantarctic Mountains*. Stump E. (Editor), Cambridge University Press, 263.
- Stump, E. and P.G. Fitzgerald (1992). *Episodic uplift of the Transantarctic*. *Geology*, 20, 161-164.
- Sugden, D.E., G.H. Denton and D.R. Marchant (1995). *Landscape evolution of the Dry Valleys, Transantarctic Mountains: tectonic implica-*

- tions. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B6), 9.949–9.967.
- Sutherland, R. (1999). *Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: an interpretation from regional magnetic data*. *Tectonophysics*, 308, 341–362.
- Talarico, F., M. Franceschelli, B. Lombardo, R. Palmeri, P.C. Pertusati, N. Rastelli and C.A. Ricci (1992). *Metamorphic facies of the Ross Orogeny in the southern Wilson terrane of northern Victoria Land, Antarctica*. In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), *Recent progress in Antarctic Earth Science*, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 211–218.
- ten Brink, U.S. and T.A. Stern (1992). *Rift flank uplift and hinterland basins: comparison of the Transantarctic Mountains with the Great Escarpment of southern Antarctica*. *Journal of Geophysical Research*, 97, 569–585.
- ten Brink, U.S., R.I. Hackney, S. Bannister, T.A. Stern and Y. Makovsky (1997). *Uplift of the Transantarctic Mountains and the bedrock beneath the East Antarctica ice sheet*. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27.603–27.6021.
- ten Brink, U.S., S. Bannister, B.C. Beaudoin and T.A. Stern (1993). *Geophysical Investigations of the Tectonics Boundary Between East and West Antarctica*. *Science*, 261, 45–50.
- Tessensohn, F. (1997). *Shackleton Range, Ross Orogen and SWEAT hypothesis*. In: Ricci C.A. (Editor), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 5–12.
- Tessensohn, F. and M.R.A. Thomson (1999). *The EU-ROSHACK Project: a Brief*. *Terra Antarctica*, 6 (3), 175–182.
- Tessensohn, F. and G. Wörner (1991). *The Ross Sea rift system, Antarctica: structure, evolution and analogues*. In: Thomson, M.R.A., J.A. Crame and J.W. Thomson (Editors), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 273–277.
- Tessensohn, F., G. Kleinschmidt, F. Talarico, W. Buggish, A. Brommer, F. Henjes-Kunst, U. Kroner, I.L. Millar and A. Zeh (1999). *Ross-Age Amalgamation of the East and West Gondwana: Evidence from the Shackleton Range, Antarctica*. *Terra Antarctica*, 6, 317–325.
- Tingey, R.J. (1996). *How the South Was Won. A Review of the First 150 Years of Antarctic Geological Exploration*. *Terra Antarctica*, 23 (1), 1–10.
- Tingey, R.J. (1991). *The Geology of Antarctica*. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra, Australia. Clarendon Press, Oxford, 680.
- Tikku, A.A. and S.C. Cande (2000). *On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau*. *Earth and Planetary Science Letters* 180 117–132.
- Tonarini, S., S. Rocchi, P. Armienti and F. Innocenti (1997). *Constraints on timing of Ross Sea rifting inferred from Cainozoic intrusions from northern Victoria Land, Antarctica*. In: Ricci, C.A. (Editor), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica Publications, 511–521.
- Torsvik, T.H., M.A. Smethurst, J.G. Meert, R. Van der Voo, W.S. McKerrow, M.D. Brasier, B.A. Sturt and H.J. Walderhaug (1996). *Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic. A tale of Baltica and Laurentia*. *Earth Science Review*, 40, 229–258.
- Trey H., A.K. Cooper, G. Pellis, B. della Vedova, G. Cochrane, G. Brancolini and J. Makris (1999). *Transect across the West Antarctic rift system in the Ross Sea, Antarctica*. *Tectonophysics*, 301, 61–74.
- Unrug, R. (1997). *Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly*. *GSA Today*, 7 (1), 1–7.
- VanDecar, J. (1998). *Ice sheets. On the shelf*. *Nature*, 391, 747.
- Van der Wateren, F.M. and S.A.P.L. Cloetingh (1999). *Feedbacks of lithosphere dynamics and environmental change of the Cenozoic West Antarctic Rift System*. *Global and Planetary Change*, 23, 1–24.
- Van der Wateren, F.M., T.J. Dunai, R.T. Van Balen, W. Klas, A.L.L.M. Verbers, S. Passchier and U. Herpers (1999). *Contrasting Neogene denudation histories of different structural regions in the Transantarctic Mountains rift flank constrained by cosmogenic isotope measurements*. *Global and Planetary Change*, 23, 145–172.
- Vaughan, D.G. and C.S.M. Doake (1996). *Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula*. *Nature*, 379, 328–331.
- Wareham C.D., E. Stump, B.C. Storey, I.L. Millar and T.R. Riley (2001). *Petrogenesis of the Cambrian Liv Group, a bimodal volcanic rock suite from the Ross orogen, Transantarctic Mountains*. *GSA Bulletin*, 113 (3) 360–372.
- Weaver, H.E. and B.C. Storey (1992). *Bimodal magmatism in northeast Palmer Land, Antarctic Peninsula: geochemical evidence for a Jurassic ensialic back-arc basin*. *Tectonophysics*, 205, 239–260.
- Weaver, H.E., B.C. Storey, R.J. Pankhurst, S.B. Mukasa, V.J. Di Venere and J.D. Bradshaw (1994). *Antarctica-New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity*. *Geology*, 22, 811–814.
- Weaver, H.E., J.D. Bradshaw and M.G. Laird (1984). *Geochemistry of Cambrian volcanics of the Bowers Supergroup and implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of northern Victoria Land, Antarctica*. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 128–140.
- Webb, P.N. (1998). *Antarctica's Role In Global Change Research Examined*. In: Report of a Workshop on Antarctic Late Phanerozoic Earth System Science (Scar Report 16). *Transactions of the AGU, EOS*, 79 (1), 3–5.
- Webb, P.N. and D.M. Harwood (1991). *Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica*. *Quaternary Science Reviews*, 10, 215–224.
- White, R. and D. McKenzie (1989). *Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts*. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7.685–7.729.
- Wilson, T. J. (1999). *Cenozoic structural segmentation*

- of the Transantarctic Mountains rift flank in southern Victoria Land.* Global and Planetary Change, 23, 105–127.
- Wilson, T.J. (1995). *Cenozoic transtension along the Transantarctic Mountains–West Antarctic rift boundary, southern Victoria Land, Antarctica.* Tectonics, 14, 531–545.
- Woolfe, K.J. and P.J. Barrett (1995). *Constraining the Devonian to Triassic Tectonic Evolution of the Ross Sea Sector.* Terra Antarctica, 2 (1), 7–21.
- Wörner, G. (1999). *Lithospheric dynamics and mantle sources of alkaline magmatism of the West Antarctic Rift System.* Global and Planetary Change, 23, 61–77.
- Wu, B. and H.J. Berg (1992). *Early Paleozoic lamprophyre dikes of southern Victoria Land: Geology, Petrology and Geochemistry.* In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent progress in antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 257–264.
- Yoshida, M., M. Funaki and V.W. Piyadasa (1992). *Proterozoic to Mesozoic East Gondwana, the juxtaposition of India, Sri Lanka, and Antarctica.* Tectonics, 11, 381–391.
- Young, G.M. (1995). *Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?* Geology 23, 153–156.
- Zhao, Y., B. Song, Y. Wang, L. Ren, J. Li and T. Chen (1992). *Geochronology of the late granite in the Larsmann Hills, east Antarctica.* In: Kaminuma, K. and Y. Yoshida (Editors), Recent Progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokio, 115–161.